

SÉRIE , 4164

N° D'ORDRE :

5015

THÈSES

PRÉSENTÉES

A LA FACULTÉ DES SCIENCES
DE L'UNIVERSITÉ DE PARIS

POUR OBTENIR

LE GRADE DE DOCTEUR ÈS-SCIENCES NATURELLES

PAR

Georges PEDRO

Laboratoire des Sols,

Centre national de Recherches agronomiques, Versailles (Seine-et-Oise)

1^{re} THÈSE

**CONTRIBUTION A L'ÉTUDE EXPÉRIMENTALE
DE L'ALTÉRATION GÉOCHIMIQUE
DES ROCHES CRISTALLINES**

2^e THÈSE

Propositions données par la Faculté

Soutenues le

15 AVR 1964

devant la Commission d'examen :

MM. J. WYART

Président,

L. GLANGEAUD

G. LUCAS

J. BOURCART (invité)

S. HENIN (invité)

} Examinateurs.

INSTITUT NATIONAL DE LA RECHERCHE AGRONOMIQUE

149, rue de Grenelle - Paris-VII^e

THÈSES

PRÉSENTÉES

A LA FACULTÉ DES SCIENCES
DE L'UNIVERSITÉ DE PARIS

POUR OBTENIR

LE GRADE DE DOCTEUR ÈS-SCIENCES NATURELLES

PAR

Georges PEDRO

Laboratoire des Sols,

Centre national de Recherches agronomiques, Versailles (Seine-et-Oise)

1^{re} THÈSE

**CONTRIBUTION A L'ÉTUDE EXPÉRIMENTALE
DE L'ALTÉRATION GÉOCHIMIQUE
DES ROCHES CRISTALLINES**

2^e THÈSE

Propositions données par la Faculté

Soutenues le devant la Commission d'examen :

MM. J. WYART

Président,

L. GLANGEAUD

G. LUCAS

J. BOURCART (invité)

S. HENIN (invité)

} *Examineurs.*

INSTITUT NATIONAL DE LA RECHERCHE AGRONOMIQUE

149, rue de Grenelle - Paris-VII^e



FACULTÉ DES SCIENCES DE L'UNIVERSITÉ DE PARIS

PROFESSEURS

JULIA G.	T	Analyse supérieure et Algèbre supérieure.
PRENANT	T	Anatomie et Histologie comparées.
GRASSÉ	T	Évolution des êtres organisés.
PRÉVOST	T	Chimie organique.
WYART	T	Minéralogie et Cristallogr.
TEISSIER	T	Zoologie.
MANGENOT	T	Biologie vég. (Orsay).
AUGER	T	Physique quantique et Relativité.
MONNIER	T	Physiologie générale.
PIVETEAU	T	Paléontologie.
ROCARD	T	Physique (E. N. S.).
CARTAN	T	Mathématiques (E. N. S.).
LAFFITTE	T	Chimie générale.
FAVARD	T	Géométrie supérieure.
COULOMB	T	Physique du Globe.
M ^{lle} GOUSIN	T	Biologie animale (SPCN)
CHRÉTIEN	T	Chimie minérale.
DRACH	T	Zoologie.
KASTLER	T	Physique (E. N. S.).
EPHRUSSI	T	Génétique.
RIVIÈRE	T	Géologie (SPCN) et Sédim.
GAUTHIER	T	Biologie vég. (PCB).
LUCAS R.	T	Recherches physiques.
THOMAS A.	T	Biologie cellulaire.
ARNULF	T	Optique appliquée.
MORAND	T	Physique Enseignement.
SOLLEILLET	T	Physique (PCB).
FORTIER	T	Mécanique exp. des Fluides.
DANJON	T	Astronomie.
PETT	T	Biologie maritime.
QUENEY	T	Météorologie et Dynamique atmosphérique.
GALLIEN	T	Embryologie.
EICHHORN	T	Botanique.
DE CUGNAC	T	Biologie végétale (SPCN).
M ^{lle} CAUCHOIS	T	Chimie physique.
THELLIER	T	Physique du Globe.
L'HÉRITIER	T	Biologie générale (Orsay).
GRIVET	T	Radioélectricité (Orsay).
PONCIN	T	Mécanique générale.
DUBREIL	T	Arithmétique et Théorie des nombres.
QUELET	T	Chimie organique.
GAGNIARD	T	Géophysique appliquée.
CHAMPETIER	T	Chimie macromoléculaire.
CUVILLIER	T	Micropaléontologie.
JUNG	T	Pétrographie.
THILLAT	T	Microscopie et diffraction électronique.
WIEMANN	T	Chimie organique et struc.
JACQUINOT	T	Spectroscopie et Physique céleste (Orsay).
VASSY	T	Physique de l'atmosphère.
DESTOUCHES	T	Théories physiques.
AMIEL	T	Chimie générale.
HOCART	T	Minéralogie et Cristallogr.
MATHIEU J.-P.	T	Physique (Optique).
COUTEAUX	T	Cytologie.
MAY	T	Zoologie (Orsay).
CHOQUET	T	Théorie des fonctions et Topologie.
FELDMANN	T	Biologie végétale marine.
GUINIER	T	Physique des Solides (Orsay).
JOST	T	Physiologie comparée.
FORTET	T	Calcul des Probabilités et Physique mathématique.
SCHARTZ	T	Calcul diff. et intégral.
CHOUARD	T	Physiologie végétale.
MALAVARD	T	Aviation (Techn. aéronaut.).
BRELOT	T	Calcul diff. et intégral.
NORMANT	T	Chimie organique.
BENARD	T	Chimie minérale.
BUVAT	T	Botanique (E. N. S.).
DUGUÉ	T	Statistiques Mathématiques.
SOULAIRAC	T	Psychophysiologie.

Doyen..... M. ZAMANSKY.

ULRICH	T	Physiologie végétale.
MARÉCHAL	T	Optique théorique et appl.
KIRRMANN	T	Théories chimiques.
CHADEFAUD	T	Botanique.
M ^{lle} LE BRETON	T	Physiologie de la nutrition.
LÉLONG	T	Applic. de l'analyse à la géométrie.
DEVILLERS	T	Anatomie et Histol. comp.
EHRESMANN	T	Topologie algébrique.
FRANÇON	T	Physique (SPCN).
GLANGEAUD	T	Géographie phys. et Géologie dynamique.
GODEMENT	T	Mathématiques (MPC).
PISOT	T	Tech. mathém. de la Phys.
ROCH	T	Géologie.
SCHATZMAN	T	Astrophysique.
TERMIER	T	Paléontologie stratigr.
ZAMANSKY	T	Mathématiques générales.
LENNUIER	T	Physique (MGP).
RIZET	T	Génétique.
ROUTHIER	T	Géologie appliquée.
M ^{me} TONNELAT	T	Physique théorique.
DIXMIER	T	Mathématiques (MPC).
SOUCHAY	T	Chimie générale.
AGRAIN	T	Electrotechnique génér.
BRUSSET	T	Chimie systématique.
M. LÉVY	T	Physique théorique des hautes énergies (Orsay).
M ^{me} CHAIX	T	Chimie biologique.
M ^{me} HUREL-PY	T	Biologie végétale (PCB).
PIAUX	T	Chimie (MPC).
BRUN	T	Mécan. théorique des Fluides.
LEDERER	T	Chimie biologique.
M ^{me} DUBREIL	T	Mathém. (Agrégation).
M ^{me} LELONG	T	Mathém. II (E. N. S.).
BELLAIR	T	Géologie (SPCN).
COTTE	T	Physique électricité
DUBOIS J.-E.	T	Chimie organique.
LAMOTTE	T	Zoologie (E. N. S.).
MICHEL A.	T	Chimie minérale (Orsay)
OLMER	T	Energétique générale.
ROUAULT	T	Electricité (Orsay).
GAUTHIER	T	Mécanique appliquée.
BARCHIEWITZ	T	Chimie physique.
BROSSEL	T	Physique atomique.
BUSER	T	Physiologie comparée.
CAMUS	T	Physiologie vég. B. M. P.V.
CASTAING	T	Physique II Thermod. (Orsay)
CURIEN	T	Minéralogie et Cristallographie.
MOYSE	T	Physiologie vég. (Orsay).
NOIROT	T	Évolution des êtres org.
PANNETIER	T	Chimie générale.
POSSOMPES	T	Zoologie.
PULLMANN	T	Chimie quantique.
TEILLAC	T	Physique nucl. et Radioactivité.
TONNELAT	T	Biologie physico-chim
VILLE	T	Économétrie.
WILLEMART	T	Chimie (PCB).
DODE	T	Chimie (Orsay).
FREYMAN	T	Recherches physiques.
GUINCHET	T	Biol. vég. SPCN (Orsay).
ROLLET	T	Chimie minérale.
M ^{lle} JOSIEN	T	Chimie SPCN.
CHEVALLEY	T	Géométrie algébrique et théorie des groupes.
ARNOULT	T	Electronique (Orsay).
CHAPELLE	T	Physique (Orsay).
DELANGE	T	Mathématiques (Orsay).
DENY	T	Mathématiques générales (Orsay).
GERMAIN	T	Mécan. théor. des fluides.
LUCAS G.	T	Géologie.
ALLARD	T	Chimie physique.
BERTHELOT	T	Phys. des particules fondamentales.

BRICART	T	Météorologie et Phys. de l'Atmosphère.	CABANNES	T	Mécanique générale.
M ^{me} ALBE-FESSARD	T	Psychophysiologie	LESIEUR	T	Mathém. I (Orsay).
FRIEDEL	T	Phys. des Solides (Orsay).	MAZET	T	Mécanique générale (Ors).
JULIA M.	T	Etudes des Moléculaires naturelles complexes.	CAIRE	T	Géographie phys. et Géol. dynamique.
LENDER	T	Biol. animale (SPCN) (Orsay).	COMOLET	T	Mécanique des Fluides.
MAGAT	T	Physico-chimie des radio-éléments.	CORABEUF	T	Physiologie animale Orsay.
M ^{lle} QUINTIN	T	Électrochimie.	DELLOUE	T	Physique de l'exosphère.
MONOD	T	Chimie du métabolisme.	GORENFLOT	T	Botanique II (Orsay).
BENOIT	T	Physiol. anim. (Orsay).	HOUILLOU	T	Biologie animale (PCB).
DE POSSEL	T	Analyse numérique.	JULLIEN J.	T	Chimie SPCN(Orsay).
CHARLOT	T	Chimie analytique.	MALGRANGE	T	Tech. math. de la Phys. (Orsay).
LEMÉE	T	Physiol. végétale BMPV (Orsay).	OLIVIER	T	Anthropologie.
GUÉRIN	T	Chimie MPC. (Orsay).	NOZERAN	T	Botanique II (Orsay).
CHATELET M.	T	Chimie (PCB).	BLANC-LAPIERRE	T	Physique E.N.S. (Orsay)
JEAN	T	Physique nucléaire (Orsay)	CHEVAUGEON	T	Botanique (Orsay).
MATTLER	T	Physique (SPCN).	KAHANE	T	Mathématiques (Orsay).
BERGERARD	T	Zoologie (Orsay).	SAMUEL	T	Mathématiques E. N. S. féminines.
BERTEIN	T	Electronique (Orsay).	KOURGANOFF	T	Astronomie (Orsay).
BOUSSIÈRES	T	Chimie des Radioéléments (Orsay).	THIERY	T	Mécanique céleste.
M ^{me} COUTURE	T	Thermodynamique et Méc. physique.	ABELES	T	Physique SPCN.
ELLENBERGER	T	Géologie des grandes régions du globe.	AMAT	T	Physique PCB.
FRANC	T	Biol. animale (PCB).	AUBOIN	T	Géologie.
SCHNELL	T	Botanique tropicale (Orsay).	M ^{me} BENOIT-GUEUTAL	T	Physique Nucl. et radio-activité.
STOLKOWSKI	T	Physiologie végétale.	BOUGIS	T	Biologie marine (Villefranche-sur-Mer).
ACHER	T	Chimie biol. (Orsay).	BRUHAT	T	Mathématiques MPC.
BAUDOIN	T	Biologie animale (PCB).	BRUNN	T	Géologie historique (Orsay).
BEAUMONT	T	Biologie animale (SPCN).	CHABBAL	T	Physique MGP (Orsay).
BLAMONT	T	Géophysique Ionosphère.	DEHEUVELS	T	Mathématique Prop. (Orsay).
BOURREAU	T	Botanique.	D'ESPAGNAT	T	Physique théorique (Orsay).
CURIE D.	T	Physique (MGP).	FURON	T	Géologie SPCN.
DURAND-DELGA	T	Géologie.	M ^{me} GANS	T	Génétique.
FRÉON	T	Chimie organique (Orsay).	GENEVES	T	Biologie végétale PCB.
HELLER	T	Physiologie végétale.	GUILBERT	T	Physique (CUS Orléans).
TORTRAT	T	Calcul des Probabilités.	HUPE	T	Pétrographie.
CAILLEUX	T	Géologie (SPCN).	HOLLANDE	T	Biologie générale.
MAGNAN	T	Physique (SPCN).	LIONS	T	Analyse numérique.
DAUDEL	T	Mécanique ondulatoire appl. à la Chim. théor. et à la Phys. nucléaire.	MAITTE	T	Chimie PCB.
M ^{lle} FOURCROY	T	Biol. végétale (SPCN).	MEYER	T	Physique propédeutique.
M ^{me} CHOQUET- BRUHAT	T	Méc. analytique et Méc. céleste.	NICOLAS	T	Géologie appliquée.
M ^{lle} VEIL	T	Physiologie générale.	PANIGEL	T	Biologie générale.
LWOFF	T	Microbiologie.	RAVIER	T	Pétrographie.
SIESTRUNCK	T	Mécan. phys. et expérim.	ROSEAU	T	Mécanique théorique des Fluides.
LACOMBE	T	Métallurg. des mét. nucl.	ROUBINE	T	Électronique.
BROCHARD	T	Physique PCB. (Orsay).	SILBER	T	Chimie PCB.
			UEBERSFELD	T	Électronique.
			YVON	T	Théories Physiques.

Secrétaire général R. POULLAIN

CONTRIBUTION A L'ÉTUDE EXPÉRIMENTALE
DE L'ALTÉRATION GÉOCHIMIQUE
DES ROCHES CRISTALLINES

Georges PEDRO

*Laboratoire des Sols,
Centre national de Recherches agronomiques, Versailles (Seine-et-Oise)*

A MARIE-JOSÈPHE.

SOMMAIRE

AVANT-PROPOS	13
INTRODUCTION GÉNÉRALE	19
PREMIÈRE PARTIE : LES PHÉNOMÈNES D'ALTÉRATION DANS L'ARCHÉTYPE EXPÉRIMENTAL	31
CHAPITRE PREMIER : Conditions générales des essais	33
CHAPITRE II : Étude de l'altération expérimentale — Examen des Reliquats d'altération	49
CHAPITRE III : Étude de l'évolution expérimentale — Examen des Lessivats de la décomposition	89
CHAPITRE IV : Caractérisation générale des phénomènes de décomposition — Rôle des paramètres pétrographiques	113
II ^e PARTIE : LES PHÉNOMÈNES D'ALTÉRATION EXPÉRIMENTALE EN PRÉSENCE DE CONDITIONS VARIÉES	129
CHAPITRE V : Variations des conditions physicochimiques : Altération en présence de CO ₂	131
CHAPITRE VI : Variations des conditions physicochimiques : Altération en présence d'agents acides autres que CO ₂	165
CHAPITRE VII : Variations des conditions hydrodynamiques et thermiques	193
III ^e PARTIE : BILAN GÉNÉRAL DE L'ÉTUDE EXPÉRIMENTALE	217
CHAPITRE VIII : Synthèse des données expérimentales sur les phénomènes d'altération	219
CHAPITRE IX : Essai sur les principes directeurs de la Pédogenèse	255
CHAPITRE X : Conséquences sédimentologiques de l'étude expérimentale — Le bilan géochimique exogène	283
CONCLUSIONS GÉNÉRALES	303
ANNEXES	309
RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES	325
TABLE DES PHOTOGRAPHIES	335
TABLE DES MATIÈRES	337

*« Si le temps use toutes choses, s'il désagrège
s'il corrompt, bien davantage il construit
C'est une genèse perpétuelle et universelle. »*

P. TEILHARD DE CHARDIN.

AVANT-PROPOS

C'est sans aucun doute à mon Père, que je dois de m'être intéressé depuis fort longtemps aux problèmes du Sol. Dans mon enfance, je l'accompagnais très souvent à travers la campagne où ses occupations l'appelaient durant la belle saison. C'était pour moi, au début tout au moins, une occasion magnifique de promenades dans la nature ; très vite cependant, je fus frappé par la grande compétence que mon Père manifestait dans le domaine de l'appréciation technologique des terres et à son contact, je commençais à y porter mon attention. Progressivement j'appris ainsi à regarder, à tester et même à cataloguer les différents sols d'une vaste région. Cette première initiation, qui devait marquer mon orientation, me fut particulièrement profitable lorsque plus tard, au cours de mes études supérieures, je reçus un enseignement complet de Pédologie. L'étude des relations « génétiques » entre les horizons meubles de surface et le substratum rocheux constitua alors l'objet principal de ma curiosité. Pour m'y consacrer entièrement, j'entrai ainsi à l'Institut National de la Recherche Agronomique ; en même temps, je commençais à approfondir à la Sorbonne mes connaissances dans les différents domaines connexes : Minéralogie, Géologie et Géochimie.

Le cours que M. le Professeur J. BOURCART, membre de l'Académie des Sciences, inaugurait en Géologie sur les « mécanismes de l'érosion » était parsemé d'idées neuves et de conceptions inhabituelles. J'appris alors étonné, que les lois classiques de l'érosion normale paraissaient bien insuffisantes pour expliquer l'évolution morphologique des continents, alors que l'ameublissement de la couverture rocheuse consécutive à la « pourriture » superficielle du substratum, c'est-à-dire à la pédogénèse, prenait une importance considérable dans la synthèse proposée. Je découvris en outre que les phénomènes d'altération des roches, si intéressants en eux-mêmes du point de vue pédogénétique, s'intégraient dans un vaste ensemble de Géologie dynamique qui comprenait maintes ramifications vers la Géomorphologie, la Sédimentologie et la Géochimie. J'allai donc voir quelquefois M. BOURCART dans son laboratoire avec l'intention de glaner quelques idées supplémentaires et d'approfondir ainsi mes connaissances sur les divers sujets envisagés. Il m'a toujours accueilli chaleureusement et m'entretenait longuement des nombreux points qui restaient encore inconnus. Très vite il m'engagea d'ailleurs à entreprendre un travail par voie expérimentale sur l'altération géochimique des roches cristallines. Comme j'acceptai bien volontiers, il me confia alors à M. S. HÉNIN, professeur à l'Institut National Agronomique, afin qu'il puisse diriger mes recherches de près dans son laboratoire de Versailles. M. P. BOISCHOT, directeur de la Station Centrale d'Agronomie, a bien voulu m'affecter aussitôt au Laboratoire des Sols et c'est ainsi que, très rapidement, les essais ont pu être mis en place. Je veux l'en remercier aujourd'hui bien vivement.

Depuis cette époque, je n'ai cessé de rester en contact avec M. BOURCART qui a suivi mes recherches en me faisant part de ses critiques et de ses conseils judicieux. Il m'a ouvert de nombreuses voies et m'a amené ainsi à faire un large tour d'horizon

sur les différents problèmes relatifs aux phénomènes géochimiques exogènes. C'est donc avec respect que je veux lui apporter ici l'expression de ma plus profonde gratitude.

Auprès de M. HÉNIN, j'ai trouvé aussitôt un accueil des plus cordiaux. Son Laboratoire, qui était à l'époque principalement axé sur les problèmes de Pédologie expérimentale, avait déjà effectué un certain nombre de travaux essentiels sur les processus de la pédogenèse. En particulier, la synthèse des argiles, qui avait été entreprise depuis quelques années en collaboration avec M^{lle} S. CAILLÈRE et le Laboratoire de Minéralogie du Muséum, avait abouti à des résultats fort intéressants ; grâce aux essais *in vitro*, le mécanisme cristallochimique de la formation des minéraux argileux à basse température et à partir d'ions en solution, venait de recevoir ses premières explications. Mais un nouveau problème se posait aussitôt : dans quelles conditions et suivant quels processus, les divers éléments apportés artificiellement au cours des synthèses pouvaient-ils être libérés à partir des roches de la lithosphère pour participer aux néogenèses argileuses ? Cette question, qui résumait en somme le problème de l'altération géochimique des matériaux cristallins à la surface du Globe, devait naturellement être abordée par voie expérimentale et constituer la deuxième phase des recherches consacrées à l'étude des phénomènes exogènes. Dès mon arrivée au laboratoire, M. HÉNIN accepta spontanément de me confier cette tâche et c'est alors que commença réellement le travail.

J'avais beaucoup à apprendre, tant sur le plan des connaissances pédologiques que sur celui de la méthode. M. HÉNIN m'a alors fait profiter de sa grande expérience en matière de sols et d'argiles et en même temps de ses conceptions sur les problèmes de méthodologie. Pendant les matinées qu'il me consacrait, il me faisait sans cesse réfléchir sur les questions importantes du sujet ; peu à peu, au cours des discussions, les différentes hypothèses et opinions émises à propos des processus fondamentaux de la pédogenèse furent ainsi analysées et appréciées ; en outre, les facteurs mis en cause dans les phénomènes naturels furent passés en revue et jugés, aussi bien sur le plan de leur efficacité éventuelle que sur celui de leur mode d'action. Il se dégagea bientôt une conception plus claire des phénomènes, ce qui nous permit enfin de choisir la voie expérimentale qui paraissait la plus adaptée à l'étude des problèmes envisagés. La période d'approche et de tâtonnements, qui est toujours un peu difficile, a été ainsi de courte durée. Par la suite, M. HÉNIN n'a cessé de suivre les expériences, d'examiner les résultats et de critiquer les interprétations. Jusqu'au bout, il a été le guide sûr et efficace dont j'ai pu apprécier la vaste culture et l'extrême bienveillance. Je suis heureux de pouvoir le remercier bien vivement et de lui témoigner mon sincère attachement.

Je me fais un devoir de remercier particulièrement M. le Professeur J. WYART, membre de l'Académie des Sciences, qui après avoir été à la base de ma formation en Minéralogie-Cristallographie, a bien voulu, malgré ses lourdes charges, accepter la présidence du Jury.

J'exprime également ma sincère gratitude à M. L. GLANGEAUD, professeur de Géologie dynamique à la Sorbonne, qui après avoir suivi et conseillé régulièrement mon travail, a bien voulu en être le rapporteur.

Enfin, M. Gabriel LUCAS, professeur de Géologie à la Faculté des Sciences de l'Université de Paris, qui m'a donné de nombreux conseils en matière de Pétro-

graphie sédimentaire, a accepté également de faire partie du Jury ; je l'en remercie bien vivement.

Je rends un hommage particulier à M. le Professeur J. ORCEL, membre de l'Académie des Sciences, qui m'a toujours accueilli avec cordialité au Laboratoire de Minéralogie du Muséum d'Histoire Naturelle ; très spontanément, il a mis à ma disposition ses appareils et même ses collaborateurs, ce qui au début m'a grandement facilité la tâche. Mes remerciements s'adressent également au Sous-Directeur du Laboratoire, M^{lle} S. CAILLÈRE, qui m'a aidé avec autorité et affabilité dans beaucoup de domaines et en particulier dans l'étude des minéraux argileux et les examens de microscopie optique. Enfin je voudrais y associer mon collègue J. ESQUEVIN, pour le concours efficace qu'il m'a prêté alors qu'il faisait partie de l'équipe de ce laboratoire.

J'exprime ma profonde gratitude à M. G. AUBERT, professeur de Pédologie et chef du Service des Sols de l'Office de la Recherche Scientifique et Technique Outre Mer qui, après m'avoir initié sur le terrain à l'étude des profils, s'est intéressé à mes travaux et m'a fait profiter de sa grande expérience en matière de pédogenèse tropicale. Il m'a largement ouvert les portes de l'Institut d'Études et de Recherches Tropicales de Bondy où j'ai toujours trouvé un accueil spécialement amical ; je tiens à remercier ses différents collaborateurs pour leur aide précieuse et constante et en particulier M. PINTA, chef du laboratoire de Spectrographie-Rayons X, M^{me} COLOMBANI du ROUCHET et M. COMBROUX.

D'autres spécialistes m'ont offert encore le secours de leur technique : M^{me} A. OBERLIN, maître de recherches au C. N. R. S. (Laboratoire de Minéralogie de la Sorbonne), dont la compétence en matière de microscopie et de diffraction électronique m'a été très utile ; M. E. LE BORGNE, physicien à l'Institut de Physique du Globe de l'Université de Paris qui, s'intéressant aux problèmes magnétiques superficiels, a effectué des mesures de susceptibilité sur mes échantillons ; M. J. PATUREAU, directeur du Laboratoire d'Analyse des Roches du C. N. R. S., qui m'a initié aux méthodes d'études chimiques des silicates. Je me fais un devoir de les remercier tout particulièrement.

M. le Doyen G. MILLOT, de l'Université de Strasbourg, a suivi mes recherches depuis le début avec une bienveillance attentive ; il m'a donné en maintes occasions de précieux conseils ; je lui exprime ma profonde gratitude.

Ma reconnaissance s'adresse aussi à tous les Maîtres étrangers qui se sont intéressés à mes travaux et les ont encouragés : M. le Professeur C. W. CORRENS, de l'Université de Göttingen, qui m'a fait de pertinentes remarques sur les diverses questions relatives aux phénomènes d'altération en laboratoire ; M. le Professeur I. N. GINZBURG, de l'Institut Minéralogique et Géochimique de Moscou (I. G. E. M.), qui m'a fait profiter de ses cinquante années de recherches sur les écorces d'altération ancienne ; M. I. N. ANTIPOV-KARATAEV, de l'Institut pédologique DOKOUTCHAEV, qui m'a abondamment renseigné sur les processus minéralogiques de la pédogenèse actuelle et sur les problèmes de la zonalité climatique.

Mes remerciements s'adressent également à M. le Professeur Y. MILON, de l'Université de Rennes, pour les documents qu'il m'a aimablement communiqués à propos de la « maladie tertiaire » des granites du Massif armoricain ; à M. le Professeur H. SCHOELLER, de l'Université de Bordeaux, et à M. P. URBAIN, directeur

à l'Institut d'Hydrologie et de Climatologie de Paris, pour les conseils très utiles qu'ils m'ont donnés en matière d'hydrochimie (eaux souterraines et sources therminérales) ; à M. le Professeur P. BIROT, de l'Institut de Géographie de l'Université de Paris, qui a été un précurseur dans l'étude de la désagrégation des roches cristallines au laboratoire ; enfin à M. F. FOURNIER, directeur du Bureau Interafricain des Sols (C. C. T. A.), qui m'a sans cesse encouragé et dont le personnel m'a aidé si efficacement dans la recherche de documents géochimiques relatifs au milieu tropical.

Le travail expérimental a été entièrement réalisé au Laboratoire des Sols de l'Institut National de la Recherche Agronomique. Je me fais un devoir d'exprimer tout d'abord ma respectueuse gratitude à M. le Directeur Général J. BUSTARRET, qui a bien voulu m'accorder sa confiance tout au long des recherches.

M. R. BÉTRÉMIEUX, Directeur du Laboratoire, a mis à ma disposition les moyens nécessaires pour mener à bien les diverses expériences ; il les a suivies régulièrement en me faisant part de ses judicieuses critiques ; je lui en exprime toute ma reconnaissance.

Je veux encore citer mes collègues du Laboratoire des Sols avec qui j'ai été en contact permanent depuis quelques années : M. E-M. BASTISSE, L. TURC, G. MONNIER, R. GRAS, A. FEODOROFF et Th. GOBILLOT. Leur compétence dans des domaines aussi spécialisés que l'étude des complexes colloïdaux, la nature de la matière organique, les relations eau-sol ou l'hydrologie géographique, m'a été souvent précieuse. Ils m'ont ainsi aidé à élucider un certain nombre de problèmes importants de la pédogenèse. Je les en remercie tout particulièrement.

J'adresse également mes remerciements à M. P. BOISCHOT et à M. R. CHAMINADE, qui ont accepté la prise en charge du Mémoire par les Annales Agronomiques et à M^{lle} CAGNAC, chef du Service des Publications, pour l'aide si efficace qu'elle n'a cessé de m'apporter dans le domaine de la mise en page et de la présentation typographique. Enfin, je ne saurais oublier mon fidèle ami, L. DUJARDIN, qui, en censeur averti, m'a maintes fois prêté son concours ; qu'il veuille bien trouver ici l'expression de ma plus profonde gratitude.

INTRODUCTION GÉNÉRALE

Le terme « Altération des roches » recouvre habituellement l'ensemble des phénomènes qui provoquent à la surface du Globe un *ameublissement* du substratum sur une plus ou moins grande épaisseur. Cet ameublissement, qui peut résulter dans quelques cas d'un morcellement des matériaux par simple séparation des grains constitutifs (DÉSAGRÉGATION), provient plus généralement d'une dégradation *chimique* assez complète des minéraux primaires de la roche. C'est ce qu'on appelle l'ALTÉRATION CHIMIQUE ou DÉCOMPOSITION, qui découle d'une certaine instabilité des édifices endogènes lorsqu'ils sont placés au sein de la Biosphère où domine l'influence des agents climatiques (1). Cette décomposition, prélude à la Pédogenèse, se traduit ainsi par une élimination plus ou moins importante de quelques éléments initiaux et surtout par une réorganisation cristallochimique qui aboutit la plupart du temps à l'édification de *nouveaux* minéraux (minéraux « vadoses » de W. VERNADSKY). Ceux-ci sont alors en équilibre avec les conditions générales qui règnent à la surface du Globe et qui sont caractérisées avant tout par une gamme de pressions oscillant autour d'une valeur voisine d'une atmosphère et par la présence de températures correspondant à l'existence des êtres vivants (— 30°C à + 40°C environ).

La recherche des lois de migration, qui régissent la distribution des éléments au cours de l'altération superficielle ou de la pédogenèse, et la détermination des conditions nécessaires à leur recombinaison (édification de nouvelles espèces minérales) constituent donc les points de départ fondamentaux de toute la Géochimie exogène.

1. Méthode d'étude

Le problème de la décomposition des roches à la surface du Globe a été abordé depuis longtemps par la méthode classique des sciences naturelles, basée sur les faits d'observation. L'interprétation générale des phénomènes résulte ainsi d'un certain nombre de travaux approfondis effectués en maintes régions du Globe et sous la plupart des climats. On peut citer à ce sujet les œuvres fondamentales de H. EBELMAN (1845-1847), G. P. MERILL (1897), C. R. VAN HISE (1904), A. LACROIX (1913) (1923), W. VERNADSKY (1924), H. HARRASSOWITZ (1926), H. EHRT (1926), E. BLANCK (1929), J. B. HARRISON (1933), B. B. POLYNOV (1937), H. JENNY (1941), J. A. PRESCOTT et R. L. PENDLETON (1952), M. L. JACKSON et G. D. SHERMAN (1953), E. C. MOHR et F. A. VAN BAREN (1954), M. BONIFAS (1959).

Mais cette interprétation s'est constamment heurtée et continue d'ailleurs à se heurter à une difficulté capitale : on s'adresse en effet à un milieu *évolué* (sol — formation superficielle d'altération) pour comprendre la genèse du processus mis en jeu. Or, généralement, un tel milieu n'a pas conservé le souvenir des étapes

(1) Les termes étrangers qui désignent ce phénomène sont significatifs à ce sujet : Weathering (anglais) — Verwitterung (allemand) — Vivetritvaníé (russe) — Meteorisação (portugais).

qui ont marqué son évolution et encore moins des facteurs qui l'ont engendré. A titre d'exemple, la « Podzolisation » voit son explication imprégnée dès le départ par la morphologie du « profil » podzolique, qui est particulièrement bien *différencié*. Aussi, ne sait-on pas encore exactement comment le phénomène a débuté et quels sont ses premiers stades d'évolution. De même, la « Latéritisation » a fait l'objet de très nombreuses interprétations qui découlent des séries d'observations effectuées depuis toujours sur les carapaces ou sols latéritiques. Progressivement, le problème s'est un peu clarifié ; mais les travaux récents, qui sont parmi les plus minutieux et les plus complets [P. SEGALIN (1957) ; M. BONIFAS (1959)] semblent avoir tiré le maximum des études de terrain. Or, il reste encore bien des incertitudes que le *seul* examen du milieu naturel paraît de nos jours incapable de lever.

Devant cet état de choses, il était donc nécessaire de chercher à utiliser d'autres méthodes d'études et en particulier de s'adresser à la MÉTHODE EXPÉRIMENTALE. Ce choix, qui n'est pas sans poser de problème, n'a d'ailleurs en lui-même, rien de bien nouveau. Diverses tentatives ont déjà été réalisées depuis plus ou moins longtemps : en général, elles étaient constituées exclusivement par des expériences « pour voir » qui avaient comme but essentiel de comparer, soit par exemple l'action de tel ou tel réactif (eau—CO₂—acides divers), soit encore le comportement de tel ou tel minéral ou roche vis-à-vis d'un traitement chimique donné : A. DAUBRÉE (1857-1879) ; A. S. CUSHMAN (1905-1907) ; O. TAMM (1924-1934) ; N. S. HALL (1943) ; C. W. CORRENS et son école (1938-1952) [W. VON ENGELHARDT (1939), G. KRUGER (1939), W. TUNN (1940), H. J. HOPPE (1941), A. BOEMEKE, T. BIEGER...] ; I. N. ANTIPOV-KARATAEV (1956).... Mais, rien dans de tels essais ne permettait d'évoquer le cadre habituel des phénomènes exogènes. A. DEMOLON a alors tenté de se rapprocher de ce dernier en se plaçant directement dans les conditions naturelles : un Granite disposé en case lysimétrique a ainsi été abandonné en 1930 à l'action du climat de Versailles [A. DEMOLON et E. M. BASTISSE (1936)]. Cette manière d'envisager l'expérimentation serait assurément la meilleure, si d'une part la décomposition superficielle se faisait à une certaine vitesse et si d'autre part, ce type d'essai avait été simultanément entrepris sous les différents climats du Globe. Or, l'expérience en case de Versailles, qui est encore *unique*, n'a conduit en 30 ans qu'à une évolution presque insensible si l'on se place aux points de vue des phénomènes chimiques et minéralogiques [G. PEDRO (1961)].

Il était donc nécessaire de revenir aux études d'altération en laboratoire ; toutefois, pour cette nouvelle tentative, on a essayé de se placer, dès le départ au sein d'un cadre de recherches bien défini, qui s'intègre d'ailleurs dans ce que S. HÉNIN a désigné sous le nom général de **Pédologie expérimentale**. Cette conception exige alors que le « modèle » de laboratoire soit placé en présence de conditions telles que l'on arrive aisément à mettre en évidence le jeu des facteurs, en sorte que le seul dépouillement des résultats expérimentaux puisse donner une idée des « lois d'actions » et permette ainsi, petit à petit, de dégager une théorie générale des phénomènes.

Naturellement, l'inconvénient majeur, qui affecte *tous* les essais « in vitro », demeure encore dans cette perspective : la *lenteur* des processus de décomposition à l'échelle d'une vie humaine (vide supra) conduit en effet à tenter de les accélérer, ce qui suppose que l'on mette en œuvre les différents facteurs suivant une intensité assez *inhabituelle*. Il se posera ainsi le problème de l'analogie entre le « modèle » de laboratoire et le phénomène tel qu'il apparaît dans le milieu exogène. Mais c'est

en dernière analyse à l'expérience de nous dire si l'intensification retenue peut être considérée comme acceptable, et elle ne le sera vraiment que dans la mesure où l'on n'enregistrera pas dans le phénomène de modification *fondamentale* par rapport au milieu naturel. Si cette condition est remplie, il devient raisonnable de penser que les interprétations générales, qui pourront résulter des données expérimentales, auront alors une certaine validité.

En outre, pour que la transposition ne soit pas, dès l'origine, entachée de vices inhérents aux études « artificielles », nous avons été amenés à prendre un certain nombre de précautions et à adopter une ligne de conduite générale qui peut se résumer en trois points principaux :

a) Le cadre expérimental retenu doit toujours évoquer le milieu naturel et reproduire ainsi le cycle des phénomènes exogènes (vide infra). En outre, si l'intensité des facteurs est réellement amplifiée (par exemple, la quantité journalière de pluie), les modalités d'action de ces facteurs doivent par contre se rapprocher le plus possible des conditions habituelles de la surface du Globe (pour reprendre le même exemple, action de l'eau tombant goutte à goutte, comme lorsqu'il s'agit de précipitations atmosphériques).

b) On s'adresse ensuite à des roches en *fragments* et non en poudre comme cela a été le cas dans la plupart des tentatives expérimentales antérieures. Ce choix permet tout d'abord de ne pas trop modifier le matériel de départ ; on sait en effet que les minéraux sont avant tout des édifices géométriques, dont la structure est profondément dégradée lors des opérations préalables de porphyrisation. Le fait de partir de poudre peut donc être à l'origine de phénomènes, qui normalement ne prendraient pas naissance si l'on s'était adressé à des roches massives (1).

Mais, de plus, cela peut permettre de suivre par voie directe ou microscopique, l'évolution à l'intérieur d'un *même* fragment, et c'est là un avantage incontestable lors d'une étude artificielle.

c) On a poursuivi enfin les essais jusqu'à ce que la transformation engendrée soit suffisamment profonde. En effet, il fallait tout d'abord être sûr que les phénomènes obtenus ne résultent pas de réactions qui se seraient cantonnées à la surface des fragments ou qui auraient découlé de la présence dans la masse de certaines impuretés. Le pourcentage de roches décomposées au cours de l'essai doit, dans ces conditions, être toujours supérieur à l'imprécision qui peut provenir des méthodes de mesure ou de l'hétérogénéité du matériau originel.

En 2^e lieu, pour être réellement représentative, l'altération ne pouvait pas se borner à une simple dégradation chimique des minéraux initiaux avec libération et mise en solution d'un certain nombre d'éléments. Dans le cas le plus général, il était donc nécessaire de poursuivre les expériences jusqu'à l'apparition des néoformations minéralogiques, qui paraissent, seules, vraiment significatives des processus de décomposition mis en jeu.

*
* * *

En définitive, la méthode expérimentale, lorsqu'elle est utilisée dans l'optique et à l'intérieur des limites qui viennent d'être précisées, paraît devoir fournir un

(1) Ainsi G. W. BRINDLEY et E. W. RADOSLOVICH (1956) ont obtenu expérimentalement des résultats différents à partir d'un *même* feldspath (Albite) suivant qu'il était au départ en poudre ou en macrocristaux.

ensemble de données de référence et permettre ainsi une critique constructive des théories élaborées à partir des observations de terrain. Dans cette éventualité, il devient alors essentiel de préciser le cadre expérimental, qui va servir de base aux diverses recherches entreprises au laboratoire.

2. Cadre général des recherches expérimentales

L'altération des roches superficielles, qui résulte avant tout de l'action des éléments « climatiques » et en particulier des facteurs *hydriques* tels que la pluviosité et le drainage, se rattache naturellement au « **CYCLE DE L'EAU** » dans le milieu exogène, dont les quatre phases successives sont : Précipitations atmosphériques — Infiltration et Écoulement — Accumulation — Évaporation. Si on utilise alors au laboratoire, un « modèle » expérimental qui permette de reproduire un tel cycle à *petite échelle*, on pourra dans le même temps envisager l'ensemble des phénomènes de la Géochimie exogène et en particulier le processus initial, qui est constitué par la décomposition des roches de surface.

C'est donc l'expérience **cyclique** qui nous a paru la mieux adaptée à l'étude des phénomènes en laboratoire.

a) CHOIX DU DISPOSITIF EXPÉRIMENTAL

Un dispositif simple comme l'EXTRACTEUR « Soxhlet » remplit dans cette perspective la plupart des conditions nécessaires à l'étude approfondie de la décomposition chimique des roches.

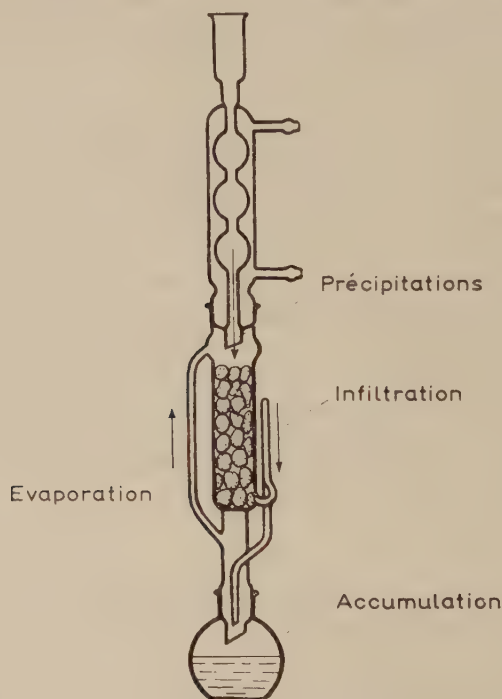


FIG. 1

a) sur le plan *hydrique* tout d'abord, un tel appareil reproduit parfaitement le « cycle de l'eau », ainsi qu'on peut s'en rendre compte en examinant le schéma de la figure 1.

b) sur le plan *géochimique*, il permet d'obtenir, sans précaution particulière, le lessivage *continu* de fragments de roches disposés dans le manchon-extracteur.

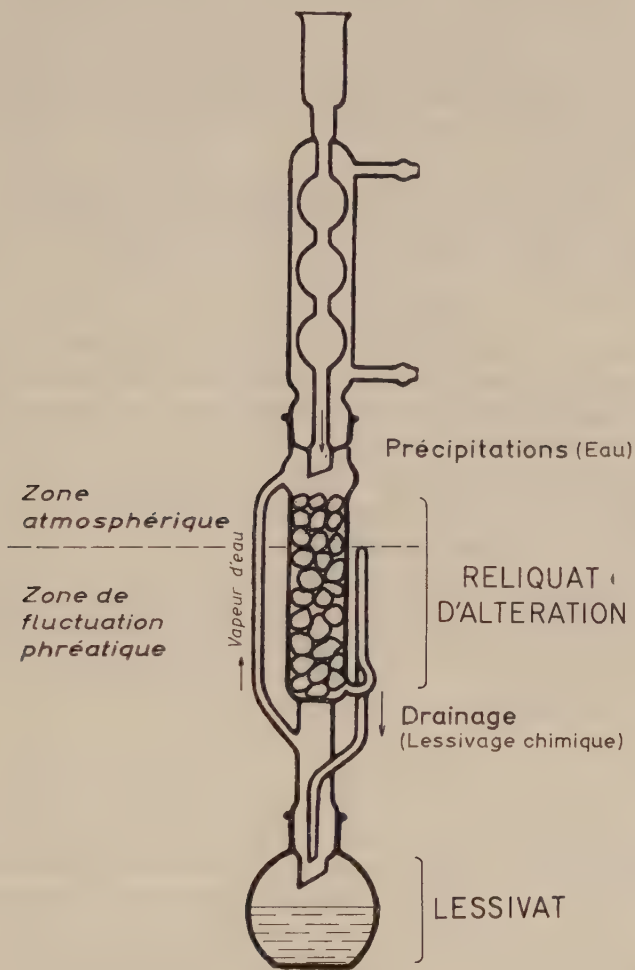


FIG. 2

Les deux phases géochimiques, qui résultent de *tout* processus d'altération, peuvent ainsi, au fur et à mesure de la décomposition, être nettement séparées grâce au dispositif latéral de siphonage (fig. 2) :

— La 1^{re}, qui est la phase résiduelle de l'altération, se retrouve en effet dans le manchon. Elle est constituée par les minéraux de néoformation qui proviennent de la recombinaison *sur place* des éléments accumulés au cours de l'attaque,

auxquels s'ajoutent un certain nombre de minéraux primaires non décomposés. Nous la désignerons par le terme de **RELIQUAT** d'altération (*) ⁽¹⁾.

— La 2^e est la phase lessivée ou **LESSIVAT** (*), qui comprend tous les éléments susceptibles de migrer en **solution** après leur extraction. Dans notre dispositif expérimental, cette phase se déverse continuellement dans le récepteur inférieur où, par suite de l'ébullition permanente, elle se concentre progressivement. Le ballon d'accumulation paraît donner ainsi une assez bonne représentation des appareils évaporatoires qui caractérisent par exemple les bassins endoreiques (*) naturels.

Ainsi, grâce à l'extracteur Soxhlet, le « Bilan géochimique » de l'évolution peut être établi à n'importe quel stade des essais, puisqu'à tout instant il est aisé de déterminer la composition de chacune des deux phases et de vérifier la relation générale :

$$\text{ROCHE INITIALE} = \text{RELIQUAT} + \text{LESSIVAT}$$

exprimant le bilan de la transformation.

c) Enfin, sur le plan strictement *pédogénétique*, la présence d'un siphon latéral disposé à une hauteur bien déterminée (cf. fig. 2) permet d'obtenir, *simultanément* et au sein du *même* manchon, deux zones superposées dont les caractéristiques hydriques sont assez différentes :

— la zone supérieure, qui est située au-dessus du niveau du siphon. Elle est constamment humide sans être jamais noyée ; aussi l'évolution des roches s'effectue au contact de l'air : c'est la **zone atmosphérique** (*).

— la zone inférieure, dans laquelle les fragments baignent temporairement au sein des solutions d'altération, par suite de la remontée du plan d'eau jusqu'au niveau du siphon suivant un rythme régulier. La décomposition se produit donc ici entre un état d'imprégnation totale et un état d'humidification superficielle ; *grosso modo*, elle représente une **zone de fluctuation phréatique** (*).

*
* *

L'extracteur Soxhlet apparaît ainsi être un dispositif commode pour avoir une idée d'ensemble sur les phénomènes exogènes. Naturellement, il entraîne une certaine liaison entre différents facteurs (par exemple température et intensité de lessivage ou durée de la période « phréatique » et vitesse de drainage...) ce qui pourrait constituer une gêne lors de l'interprétation finale. Il a donc fallu effectuer une série d'essais-types, qui ont été réalisés à partir du dispositif originel.

⁽¹⁾ L'astérisque (*) qui suit certains mots du texte signifie simplement que le sens de ces derniers a été indiqué dans le Glossaire de l'Annexe IV.

Ce glossaire rassemble la définition de tous les paramètres fondamentaux ou termes « synthétiques » utilisés au cours du travail. Ils sont en fait de deux types :

— ce sont tout d'abord des termes connus depuis plus ou moins longtemps mais qui n'ont pas toujours le même sens suivant qu'ils sont employés par tel ou tel auteur. Il était donc nécessaire de préciser le sens avec lequel ils ont été utilisés dans cette étude.

— il y a ensuite quelques néologismes propres à ce travail ; bâtis par voie étymologique, ils ont été créés dans un but de simplification puisqu'ils permettent d'éviter l'emploi et la répétition de longues périphrases. Reliquat et Lessivat, par exemple, sont dans ce cas.

b) MISE EN PLACE DES DIFFÉRENTS TYPES D'ESSAIS

Une analyse approfondie des conditions de l'altération à la surface du Globe met très rapidement en évidence les paramètres qui semblent jouer un rôle fondamental dans la genèse des phénomènes naturels. Ce sont essentiellement :

- les caractéristiques **climatiques** de la station considérée : température, précipitations, évaporation,
- les caractéristiques **physicochimiques** ou **biochimiques** des solutions d'attaque,
- les éléments **biotiques** qui peuvent intervenir dans certains cas et en particulier au sein de la pellicule superficielle,
- auxquels il faut ajouter un ensemble de conditions difficilement dissociables, défini par les caractéristiques **péetrographiques** du substratum.

C'est en effet l'action concomitante de ces divers facteurs, chacun intervenant avec plus ou moins d'intensité, qui conduit aux différents TYPES D'ALTÉRATION que l'on rencontre à la surface du Globe et qui sont aujourd'hui caractérisés morphologiquement, géochimiquement et minéralogiquement.

Dans de telles conditions, le but essentiel des recherches consiste à essayer de reproduire *expérimentalement* les différents types géochimiques de décomposition ou *au moins*, dans le premier stade du travail, UN de ces types. Puis, en faisant varier systématiquement chacun des facteurs intervenant dans l'expérience fondamentale, on pourra espérer préciser le rôle effectif des uns et des autres dans le développement des phénomènes et établir ainsi les « limites expérimentales » de l'apparition de tel ou tel processus.

Or, le choix de l'extracteur Soxhlet convient particulièrement bien à ce but global (*exception faite des éléments biotiques*), puisqu'il permet la mise en œuvre d'un ensemble de conditions déterminées grâce aux divers paramètres expérimentaux que l'on peut faire varier dans un large intervalle et *indépendamment* les uns des autres :

1) les caractéristiques liées à la dynamique de l'eau, que l'on appellera par la suite *hydrodynamiques*, sont faciles à modifier ; il suffit en effet de régler le chauffage du ballon pour obtenir des « précipitations » plus ou moins abondantes.

2) Les caractéristiques *thermiques* dépendent avant tout de l'importance des réfrigérants condenseurs. D'ailleurs, si l'on veut travailler à très basse température, il est aisé de modifier légèrement les appareils, comme nous le verrons plus tard (cf. p. 204).

3) Les caractéristiques *physicochimiques* des solutions de lessivage peuvent aussi être dirigées très facilement : l'extracteur utilisé dans les conditions normales en présence d'air (fig. 1) permet un lessivage des roches par de l'eau distillée, c'est-à-dire en conditions neutres et oxydantes. Mais, il suffit d'adapter une tubulure sur le réfrigérant pour obtenir la circulation permanente d'un courant gazeux déterminé (fig. 3).

On aura ainsi un lessivage acide, si l'on fait circuler CO_2 (atmosphère inerte) ou H_2S (atmosphère réductrice) et on pourrait de la même façon obtenir une altération à l'eau pure en présence d'autres atmosphères contrôlées : oxygène, azote, hydrogène par exemple.

Enfin, il est possible de faire intervenir directement un certain nombre de réactifs chimiques *non gazeux* en procédant par exemple à une distillation continue de leurs solutions, qui sont alors disposées à l'intérieur même du ballon récepteur. Dans cette éventualité, le choix des agents d'altération est naturellement limité à ceux dont la tension de vapeur est suffisamment élevée à la température de 100°C (NH_3 -HCl-acides formique, acétique...)

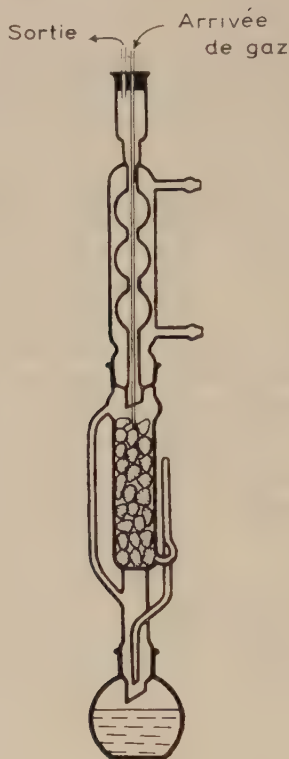


FIG. 3

4) Quant aux caractéristiques *pétrographiques* des matériaux soumis à l'altération expérimentale, ils peuvent être les plus divers puisqu'il est aisé de disposer n'importe quel type de roche massive dans le manchon extracteur. Nous nous sommes bornés ici à l'étude de l'altération des roches éruptives, c'est-à-dire de matériaux constitués de minéraux endogènes (*) ou primaires, instables généralement dans les conditions exogènes. C'est le cas le plus simple, mais en même temps le plus typique, si l'on veut envisager convenablement le problème des *néogénèses* pédologiques.

*
* *
*

En se basant sur les considérations précédentes, on a finalement été amené à diviser les travaux de laboratoire en trois groupes de recherches :

— Dans le 1^{er} groupe, nous avons envisagé l'utilisation de l'extracteur dans ses conditions habituelles : circulation relativement intense d'eau pure au contact

de l'air et en présence d'une température de l'ordre de 70°C. C'est l'ARCHÉTYPE EXPÉRIMENTAL de l'étude. Le but essentiel de cet essai consistait à explorer le domaine expérimental et à vérifier qu'il était possible de reproduire au laboratoire, dans un laps de temps raisonnable, un des grands processus d'altération que l'on rencontre généralement à la surface du Globe. Comme on a opéré sur diverses roches cristallines, le rôle passif joué par les caractéristiques *péetrographiques* des matériaux pourra en même temps être examiné.

— Dans le 2^e groupe on fera agir, en présence des conditions de lessivage et de température déjà utilisées dans l'expérience fondamentale, un certain nombre de réactifs chimiques (CO₂, H₂S, acide acétique), de façon à préciser le rôle joué par les facteurs strictement *physicochimiques* au cours de la décomposition des roches.

— Enfin, dans le 3^e groupe, on reprendra les essais à l'eau pure, mais en opérant à des températures ou à des intensités de lessivage beaucoup moins élevées. Il s'agira alors d'apporter quelques données sur l'influence que peuvent avoir les conditions *hydrodynamiques* et *thermiques* dans le développement des phénomènes d'altération.

3. Structure générale de l'étude.

Le travail sera exposé en trois parties :

I. LES PHÉNOMÈNES D'ALTÉRATION DANS L'ARCHÉTYPE EXPÉRIMENTAL. Cette partie comprend exclusivement les données qui résultent de l'expérience fondamentale.

II. LES PHÉNOMÈNES D'ALTÉRATION EN PRÉSENCE DE CONDITIONS VARIÉES. Elle est constituée par l'étude des résultats obtenus au cours des *autres* essais où l'on a provoqué, au départ, une variation dans les caractéristiques, soit physicochimiques, soit hydriques, soit enfin thermiques.

III. LE BILAN GÉNÉRAL DE L'ÉTUDE EXPÉRIMENTALE. C'est la partie qui est consacrée aux éléments synthétiques et aux conclusions générales des recherches.

*
* *

Les deux premières parties relèvent strictement du domaine expérimental. Cependant, il s'est avéré impossible, étant donné le nombre et la diversité des éléments recueillis au cours des essais successifs, de se limiter pour chacun d'eux à un simple exposé des faits expérimentaux, complètement dépouillé de toute tentative d'interprétations. Il n'y aurait eu alors aucun raccordement entre les différentes expériences et l'ensemble du travail aurait manqué d'unité. Il a donc semblé plus opportun de tirer parti aussitôt de certains renseignements apportés par chacun des essais et d'avoir ainsi immédiatement une idée de la tendance évolutive provoquée. De ce fait, on a été conduit à procéder à des comparaisons systématiques, soit d'essai à essai afin de mettre en évidence les points nouveaux résultant de l'expérience en cours (rôle de tel ou tel facteur par exemple), soit par rapport au milieu naturel pour situer le phénomène reproduit au laboratoire par rapport au phénomène réel. C'est ce qui explique la série de conséquences relevant, soit du domaine « pédologique », soit du domaine « sédimentologique », qui apparaissent ainsi au fur et à mesure de l'étude.

Quant à la troisième et dernière partie, elle est consacrée exclusivement au Bilan global des recherches expérimentales. Mais, dans cet ensemble, seules les données essentielles et les interprétations fondamentales ont été retenues. Elles ont permis alors d'esquisser une comparaison générale entre les faits expérimentaux mis en évidence au cours de ce travail d'une part, et les faits d'observation ainsi que les thèses qui en ont été dégagées lors de l'étude du milieu naturel d'autre part.

PREMIÈRE PARTIE

LES PHÉNOMÈNES D'ALTÉRATION DANS L'ARCHÉTYPE EXPÉRIMENTAL ACTION DE L'EAU PURE

« L'eau est un composé chimique qui joue dans l'écorce terrestre un rôle tout à fait exceptionnel... (Son) action destructive sur les édifices moléculaires des silicates — dans les milieux vadoses (biosphère) — est un fait d'observation incontestable. »

W. VERNASKY.
La Géochimie, 1924.

CHAPITRE PREMIER

CONDITIONS GÉNÉRALES DES ESSAIS

Il est nécessaire tout d'abord de bien définir les divers éléments qui constituent le modèle expérimental en précisant notamment :

- la nature des roches soumises à l'altération
- les caractéristiques hydriques, thermiques et physicochimiques du cycle expérimental.

1. Paramètres pétrographiques

a) CHOIX DES TYPES DE ROCHES

Si les roches endogènes, qui couvrent 25 p. 100 environ de la surface du Globe, semblent extrêmement variées dans leur structure et leur composition, les types fondamentaux sont néanmoins assez restreints. On peut en effet constater, en nous bornant à l'examen de la séquence **alumineuse** (qui est de loin la plus importante), que :

- 80 p. 100 des roches plutoniques à structure grenue sont des *Granites* ;
- et 98 p. 100 des roches volcaniques à structure microlitique sont des *Basaltes*.

Les deux roches les plus fréquentes et les plus typiques sont donc en même temps les plus différenciées du point de vue de la composition chimique. Aussi en choisissant un matériel granitique (pôle acide) et un basalte compact (pôle basique), on disposera des deux termes *extrêmes* de la classification générale des roches éruptives alumineuses. Or c'est là un point de départ essentiel pour l'étude expérimentale de l'altération géochimique.

Mais il existe, entre ces deux pôles, une série de types intermédiaires. Comme il était difficile de les étudier tous simultanément, on a été ainsi amené à en choisir un qui soit réellement caractéristique. La lave de Volvic, par sa composition chimique *moyenne* (trachyandésite) et par sa structure spéciale de lave scoriacée nous a semblé répondre à ces conditions.

Ainsi le choix des matériaux endogènes soumis aux traitements de laboratoire a été restreint à deux roches fondamentales : Granite — Basalte, auxquelles un Trachyandésite a été ajouté comme élément intermédiaire.

b) ÉTUDE PÉTROGRAPHIQUE DES ÉCHANTILLONS

[TABLEAUX 1, 2 et 3]

1) *Granite*.

Macroscopiquement, c'est un granite à biotite commun, de teinte grise et à structure équi-granulaire. Mais, au microscope polarisant, il apparaît nettement que les plagioclases sont plus abondants que l'orthose, de telle sorte que du point de vue de la pétrographie systématique on aurait affaire plus exactement à une GRANO-DIORITE. Les plagioclases sont représentés par de l'oligoclase subautomorphe présentant les macles de l'albite et du péricline. Des myrmékites sont en outre disposées au contact entre les plagioclases et les feldspaths potassiques. La biotite est assez abondante : elle se présente en lamelles subautomorphes et même automorphes, dont la dimension est voisine de celle des grains de quartz et de feldspaths (cliché I). De plus, elle est uniformément répartie dans toute la masse. La roche est ainsi homogène minéralogiquement et granulométriquement.

A partir de l'analyse chimique totale (tabl. 1) on peut calculer la composition

TABLEAU I

Roche	Granite	Trachyandésite	Basalte
SiO ₂	67,70	57,00	43,55
Al ₂ O ₃	14,42	19,30	11,95
TiO ₂	0,60	1,50	4,50
Fe ₂ O ₃	0,92	3,85	5,55
FeO	4,80	2,15	8,60
MnO	0,06	0,20	0,21
MgO	1,87	4,50	8,50
CaO	2,25	4,45	11,10
Na ₂ O	3,24	4,00	2,70
K ₂ O	4,00	2,50	1,65
P ₂ O ₅	traces	0,40	0,45
H ₂ O ⁺	0,60	0,30	1,40
H ₂ O ⁻	0,09	0,05	0,22
Total	100,56	100,20	100,38
SiO ₂ /Al ₂ O ₃	8,2	5,1	6,4
Densité apparente	2,50	2,15	3,00
Susceptibilité magnétique massique χ (10 ⁻⁶ u.e.m. CGS/g)	29	1450	1800

virtuelle et préciser les paramètres magmatiques (tabl. 2). Ceux-ci caractérisent un matériel LEUCOCRATE. Le coefficient Qz de Niggli est de 85,5 ; compris entre 12 et 100, il correspond donc à une roche **acide**.

TABLEAU 2

Roche	Composition minéralogique virtuelle (%)		Paramètres de Niggli	
Granite	Quartz	22,6	{ al = 35,3 fm = 31,2 ca = 9,9 alk = 23,6	
	Orthose	23,9		
	Albite	27,2		
	Anorthite	9,1		
	Corindon	0,6		
			Sal 83,4	
	Hypersthène.....	11,7	{ Si = 280 Qz = 85,5	
	Magnétite.....	1,4		
	Ilménite	1,2		
		97,7		
	(I) II. 4. 2. 3			
Trachyandesite	Quartz	9,3	{ al = 34,2 fm = 35,0 ca = 14,3 alk = 16,4	
	Orthose	14,5		
	Albite	34,2		
	Anorthite	18,7		
	Corindon	3,1		
			Sal 79,8	
	Hypersthène.....	11,3	{ Si = 171 Qz = 5,4	
	Magnétite.....	2,5		
	Ilménite	2,9		
	Hématite	2,1		
Apatite	1,1			
	99,7			
	II. (4) 5. 3. 4.			
Basalte	Orthose	9,5	{ al = 15,0 fm = 51,2 ca = 25,4 alk = 8,4	
	Albite	12,1		
	Anorthite	15,8		
	Néphéline.....	5,7		
				Sal 43,1
	Diopside	31,4	{ Si = 93 Qz = -39,0	
	Olivine	8,1		
	Ilménite	9,5		
	Hématite	8,0		
	Apatite	1,1		
	101,2			
	III'. 6. 4. 4 [2'. 2. 2 (3). 2 (3)]			

Une composition minéralogique approchée peut être déterminée aisément : on forme tout d'abord de l'Ilménite avec TiO_2 et de la Magnétite avec Fe_2O_3 ; on calcule ensuite la teneur en Biotite, à partir de la formule habituelle, en plaçant l'ensemble des éléments Mg, Mn et le reste de Fe^{II} dans la couche octaédrique. Le potassium restant sert à former de l'Orthose, puis avec Na_2O , CaO et le reste d' Al_2O_3 , on constitue le plagioclase. On arrive ainsi à la formule générale : $[\text{Si}_{3,68} \text{Al}_{0,32}] \text{O}_8 \text{Na}_{0,68} \text{Ca}_{0,32}$, qui correspond bien à une composition d'Oligoclase. Enfin, le supplément de silice est mis sous forme de Quartz. De cette façon, on arrive au total de 98,0 p. 100. En ramenant à 100, on obtient alors la composition minéralogique telle qu'elle est indiquée dans le tableau 3.

TABEAU 3

Roche		Granite (%)		Trachyandésite (%)		Basalte (%)	
Constituants minéraux		Quartz	29,4	Quartz	6,8	Sanidine	9,5
		Orthose	14,8	Sanidine	14,5	Labrador	35,5
		Oligoclase	37,1	Oligoclase	47,0	AugiteTi	38,0
		Biotite	16,0	Hornblende ...	28,1	Olivine	12,9
		Magnétite	1,4	Magnétite	3,0	Magnétite	3,0
		Ilménite	1,3				
Indices	Sat.	32,8		8,7		0	
JUNG-	Col.	18,7		31,1		55,1	
BROUSSE	Felds.	28,5		23,5		21,0	

$$\text{Sat} = \frac{Q}{Q + F} \times 100 \text{ (Indice de Saturation)}$$
$$\text{Col} = 100 - (Q + F) \text{ (Indice de Coloration)}$$
$$\text{Felds} = \frac{F, \text{ alcalins}}{F, \text{ feldspathes}} \times 100 \text{ (Indice feldspathique)}$$

On peut finalement déterminer les indices de Jung, qui indiquent bien une roche leucocrate (Indice de coloration compris entre 10 et 40) et fortement quartzique.

2) *Basalte.*

C'est un basalte des plateaux typique : compact, aphanitique et de couleur noire ébène. Le microscope met en évidence les microlites d'un plagioclase basique de type labrador, des granules d'augite titanifère violette et enfin des phénocristaux craquelés d'olivine, le tout flottant dans une pâte vitreuse brunâtre (cliché II). Les minéraux accessoires sont constitués par de la magnétite et de l'apatite.

Les paramètres magmatiques déterminés à partir de la composition virtuelle (tabl. 2) caractérisent un matériel MÉSOCRATE. Quant au coefficient Q_z de Niggli, il est de — 39 ; compris entre — 50 et — 12, il indique donc bien une roche **basique**.



CLICHÉ. I. — *Graute à brotit* (Roche saine) [L. P] ($\times 35$).



CLICHÉ. II. — *Basalte* (Roche saine) [L. P] ($\times 85$).
On peut noter les phénocristaux d'olivine craquelés.

La composition minéralogique approchée peut être déterminée comme dans le cas précédent. Après avoir fait de la Magnétite, de la Sanidine et du Labrador; on calcule le pyroxène en diopside à partir de la quantité de CaO restant. Puis on passe à l'Augite titanifère, en déduisant de la quantité de SiO_2 ainsi calculée, le titane et le reste d'alumine. Ensuite, avec la silice, MgO et FeO restant, on constitue de l'Olivine. Si l'on admet une répartition équivalente de Mg et Fe^{II} dans l'augite et l'olivine, on arrive alors à la constitution minéralogique reproduite dans le tableau 3. Les indices de Jung indiquent aussi une roche holofeldspathique et mésocrate (indice de coloration = 55,1, soit compris entre 40 et 60).

3) Lave de Volvic.

C'est le matériel volcanique classique de la coulée de la Nugère : vacuolaire, scoriacé (porosité 9,5 p. 100) et de teinte gris-brun. Au microscope (clichés III et IV), on note la présence de microlites d'oligoclase et de sanidine englobés dans une mésostase vitreuse qui contient également des grains de hornblende brune, des petits paquets de magnétite et subsidiairement un peu d'olivine.

Du point de vue de la Pétrographie systématique, la présence de feldspath potassique en fait un TRACHYANDÉSITE. Les paramètres magmatiques (tabl. 2) le classent d'ailleurs parmi les roches LEUCOCRATES pauvres en Quartz. Le coefficient Q_z de Niggli est de 5,4, c'est-à-dire compris entre — 12 et + 12; il correspond donc à une roche **neutre**.

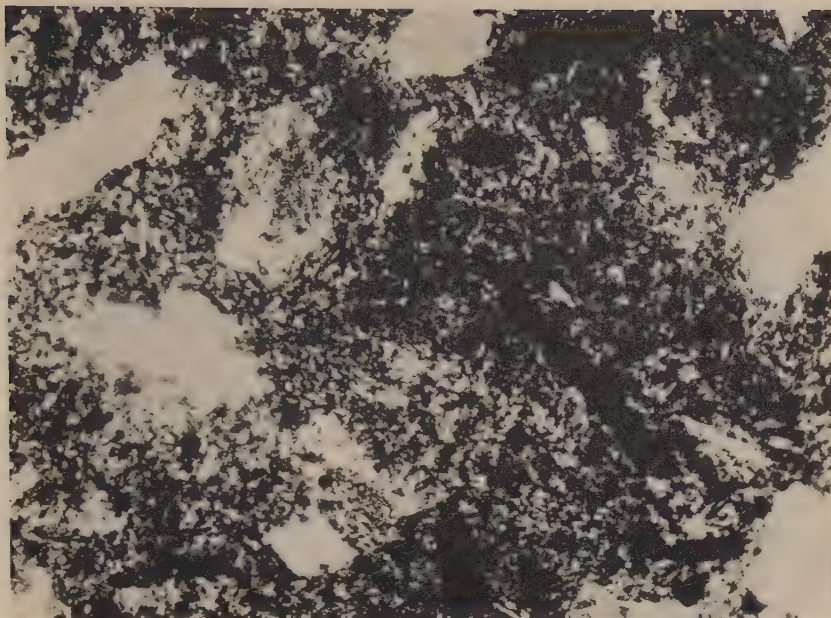
En appliquant la méthode indiquée précédemment, on peut déterminer la composition minéralogique approchée. On constitue tout d'abord la Magnétite, puis la Sanidine et l'Albite d'après les valeurs en K_2O et Na_2O . Ensuite on détermine la Hornblende brune à partir de la formule générale des Hastingsites (la haute teneur en Al_2O_3 de la roche indiquant une amphibole hyperalumineuse). Enfin avec le reste de CaO, on constitue de l'Anorthite. Le supplément de SiO_2 est laissé alors sous forme de silice libre. On arrive ainsi à un total de 99,4 p. 100, avec un plagioclase constitué par 85 albite et 15 anorthite, c'est-à-dire correspondant bien au type oligoclase (tabl. 3).

* *
* *

En conclusion, les caractéristiques fondamentales des 3 types de roches retenus pour l'archétype expérimental se présentent de la façon indiquée succinctement dans le tableau récapitulatif 4.

TABLEAU 4

Roche		Granite	Volvic	Basalte
Composition chimique	Paramètres magmatiques- Indice de coloration (Jung)	leucocrate	leucocrate	mésocrate
	Coefficient Q_z de Niggli	Roche acide	Roche neutre	Roche basique
Structure pétrographique		Grenue équigranulaire	microlitique scoriacée	microlitique compacte



CLICHÉ. III. — *Lave de Volvic (Roche saine)* [L. N] ($\times 85$).
Aspect général montrant les diverses vacuoles



CLICHÉ. IV. — *Lave de Volvic (Roche saine)* [L. N] ($\times 500$)
Baguette d'oligoclase au sein de la mésostase vitreuse et vacuolaire

c) MISE EN PLACE DES MATÉRIAUX DANS LES APPAREILS EXTRACTEURS

Les différentes roches sont débitées en fragments de taille sensiblement égale et correspondant à un poids moyen de 10 grammes. Ces fragments sont brossés énergiquement, puis lavés sous un jet d'eau courante afin d'éliminer toutes les particules



CLICHÉ V — Dispositif expérimental en cours de fonctionnement

fines qui pourraient provenir du broyage initial. Ils sont ensuite séchés, puis pesés avant d'être entassés régulièrement dans le manchon extracteur qu'on remplit *en totalité* jusqu'à son niveau supérieur (1) (fig. 2 et cliché V). Enfin, on laisse couler la

TABLEAU 5

Roche	Granite	Volvic	Basalte
Poids total des fragments (g).....	200	215	300
Nombre de fragments	27	21	27
Poids <i>moyen</i> d'un fragment (g).....	7,5	10,2	11,0
Capacité de rétention de la zone phréatique...	60 cm ³	100 cm ³	90 cm ³

(1) Les dimensions des Soxhlets utilisés sont :

- (Diamètre manchon : 45 mm.
- Hauteur totale du manchon : 160 mm.
- Hauteur niveau du siphon : 120 mm.

quantité suffisante d'eau dans l'appareil de façon à amorcer le siphonage : on détermine ainsi la capacité de rétention de la zone phréatique, c'est-à-dire le volume d'eau écoulé à chaque vidange.

Les données, qui correspondent à chaque type de roche dans l'archétype expérimental, sont alors présentées dans le tableau 5.

2. Caractéristiques du cycle expérimental

L'analyse systématique des diverses observations relatives aux phénomènes d'altération dans le milieu naturel, fait ressortir deux points qui sont essentiels lorsqu'on examine le problème dans un but expérimental :

— Il existe une relation incontestée entre les caractéristiques « climatiques » et l'intensité des phénomènes d'altération chimique. On a en effet constaté depuis longtemps que les processus de décomposition étaient toujours beaucoup plus importants dans les régions intertropicales, c'est-à-dire dans les zones où la pluviométrie est abondante et la température relativement élevée. Aussi a-t-on été logiquement amené à penser que le drainage intense par les eaux de pluie en climats chauds favorisait les phénomènes d'altération.

— Cependant, comme nous l'avons déjà constaté au cours de l'Introduction générale, même dans les conditions climatiques les plus agressives, les processus de décomposition sont encore extrêmement lents à l'échelle d'une vie humaine. Il était donc nécessaire de les accélérer pour pouvoir aborder le problème *in vitro*.

*
* *

On a été ainsi conduit, dans cette étude expérimentale, non seulement à simuler les conditions « tropicales » mais encore à les *amplifier*. A cet effet, on a utilisé l'extracteur Soxhlet à son rythme *maximum* en disposant le ballon réservoir, contenant 300 cm³ d'eau permutée, sur un réchaud électrique de bonne puissance ; la circulation cyclique obtenue dans ces conditions a donc été très rapide (2,5 litres par jour). Corrélativement toute une série de paramètres, qui constituent en fait les *facteurs* de l'altération expérimentale, étaient alors réalisés dans l'appareil.

a) DONNÉES « CLIMATIQUES » ARTIFICIELLES

1) Température.

La température de l'eau de lessivage dans l'archétype expérimental reste pratiquement *constante* tout le long de l'essai ; elle oscille autour de 65-70°C.

C'est là une valeur qui n'est jamais atteinte même dans les zones les plus chaudes du Globe terrestre (maximum absolu + 56,6°C dans la Vallée de la Mort aux U. S. A.). Par contre, des températures de cet ordre de grandeur ont été reconnues à la surface du sol pendant l'insolation diurne dans les régions intertropicales : 80°C à Java [E. C. MOHR (1944)], 70°C en Côte-d'Ivoire [N. LENEUF (1959)], 54°C en Guinée [J. d'HOORE (1954)]

2) *État hygrométrique.*

L'humidité relative dans le manchon extracteur est évidemment voisine de la saturation. La capacité hygrométrique de l'air est donc représentée par la pression de vapeur saturante. Pour 70°C, cette pression est de 234 mm de mercure, soit 0,32 atmosphère.

A la surface du Globe, l'humidité absolue est maxima dans les régions inter-tropicales et pratiquement constante dans les zones équatoriales. Mais, elle ne représente, pour une température moyenne de 25°C, que 23 mm de mercure, c'est-à-dire environ 10 fois moins que dans le cas du dispositif expérimental.

3) *Pluviosité et conditions de drainage.*

La pluviosité expérimentale peut être caractérisée comme dans le milieu naturel par les trois notions classiques d'abondance, de répartition et d'intensité.

Total pluviométrique journalier P. — Il représente dans le Soxhlet, où la circulation quotidienne est de 2,5 litres, une lame d'eau d'environ 1 500 mm. C'est là une valeur considérable, puisque pour une région équatoriale abondamment arrosée [JALUIT (îles Marshall) — Pluviométrie annuelle : 4 500 mm¹, on arrive à un total journalier moyen de 12,5 mm. Des chiffres de cet ordre peuvent néanmoins se rencontrer quelquefois à la surface du Globe : Il a plu en 24 heures par exemple, 1 168 mm à Baguio (Philippines) le 14 juillet 1911 et 1 036 mm à Tcherapundji (Indes) le 14 juin 1876.

Régime de la pluviosité. — Dans le Soxhlet, les « précipitations » sont *continues et constantes pendant toute la durée des essais*. Il n'existe pas à l'heure actuelle sur la Terre de régions, aussi humides soient-elles, marquées par une telle uniformité de la pluviométrie. Dans la plupart des cas, les pluies sont concentrées pendant une partie de l'année : c'est la saison humide par opposition à la saison sèche areique [Climat tropical fondamental — Ch. PÉGUY (1961)]. Il existe bien, cependant, des régions où la saison des pluies s'étale sur *toute* l'année : c'est le cas du régime ÉQUATORIAL, OCÉANIQUE tel qu'il est réalisé dans les îles de la Polynésie. [cf. Abaque hydrothermique, figure 4 (1)]. Mais, même dans ce type climatique, la continuité est loin d'être réalisée puisqu'il ne pleut au maximum que pendant 240 jours par an, soit 2 jours sur 3. De plus, les précipitations ne tombent, au cours des journées pluvieuses que pendant *quelques heures*, de telle sorte qu'elles n'occupent dans l'année que 5 p. 100 du temps [P. BIROT (1959)]. Ceci nous amène donc à considérer l'intensité horaire de la pluviosité.

Intensité horaire. — Elle représente en moyenne 62 mm par heure dans le dispositif expérimental. C'est là une valeur relativement élevée par rapport à un crachin (1 mm/h) et même par rapport à la valeur moyenne caractérisant les régions équatoriales insulaires (11 mm/h aux îles Marshall). Elle se rapprocherait néanmoins des intensités horaires obtenues dans les climats tropicaux à paroxysmes pendant les mois humides (cas de Konakry en Guinée, où la pluviométrie des deux mois de juillet et août représente 2 500 mm.) Mais, elle est loin d'atteindre les valeurs instantanées recueillies pendant certaines averses exceptionnelles (1 200 mm/h).

(1) Le mode de représentation est décrit dans l'annexe III.

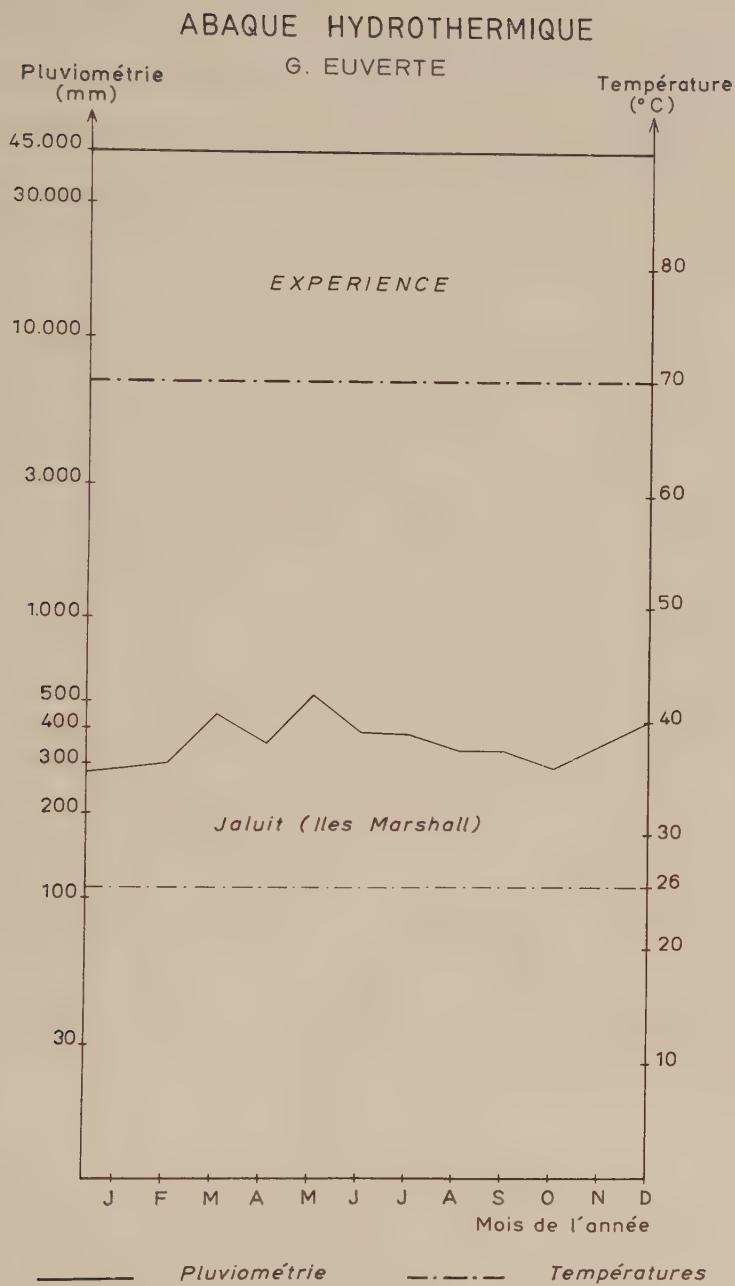


FIG. 4

* *

En résumé, les caractères essentiels qui affectent le paramètre pluviométrique dans les expériences de laboratoire sont :

— l'**abondance** et l'**intensité** par rapport aux valeurs les plus favorables que l'on peut rencontrer dans les zones intertropicales.

— la **continuité** et la **constance**, alors que dans le milieu naturel les précipitations sont généralement discontinues et variables.

C'est donc, en alliant l'*uniformité* du climat équatorial océanique à l'*intensité* du climat tropical à paroxysmes, qu'on pourrait obtenir la meilleure représentation du régime climatique expérimental.

Conditions de drainage.

Du point de vue des phénomènes d'altération, ce n'est pas tellement le total pluviométrique P tombé en un point donné, qui est important à considérer, mais plutôt la quantité d'eau D_r qui est réellement susceptible de s'infiltrer et de circuler au contact des minéraux. Or dans le milieu naturel, cette valeur est toujours inférieure à P ; la différence $P - D_r = E$ représentant la quantité d'eau évaporée ou mieux évapotranspirée dans l'atmosphère. Comme cette dernière dépend de la température, la valeur du drainage est aussi fonction de la température. A titre d'exemple on peut reprendre le cas des îles Marshall dans le Pacifique [$P = 4\,500$ mm/an et $\theta = 26^\circ\text{C}$]. L. TURC ⁽¹⁾ évalue l'évaporation réelle à 1 300 mm, soit 30 p. 100 environ des précipitations. La quantité d'eau susceptible de drainer sous ce climat pourtant *privilegié* ne représente donc que les 2/3 du total pluviométrique, soit 3 200 mm environ par an et 9 mm/jour.

Par contre, dans l'extracteur Soxhlet, l'eau de condensation est entièrement drainée et évacuée, de telle sorte que $P = D_r$ et que D_r est *indépendant* de la température. Les conditions expérimentales sont donc encore plus favorables à une intense altération qu'on pouvait le penser à priori, puisqu'elles associent une température élevée à un DRAINAGE abondant. L'intensité horaire pluviométrique permet ainsi de déterminer l'intensité horaire du drainage, c'est-à-dire la VITESSE DE L'INFILTRATION. Comme il est indiqué dans le tableau 6, celle-ci est de 62 mm/h au laboratoire alors qu'elle n'est que de 8 mm/h en régime équatorial océanique ; elle est donc environ 8 fois plus élevée.

Ainsi, **permanence** du drainage et **rapidité** de l'infiltration au sein d'une ambiance chaude sont les caractéristiques majeures de l'altération des roches dans le dispositif expérimental.

* *

Enfin, il est nécessaire de préciser, dans ce paragraphe, les conditions particulières de l'évolution au sein de la zone de fluctuation phréatique. Dans cette zone en effet, les roches passent alternativement par une période atmosphérique où l'évo-

⁽¹⁾ L. TURC examinant la répartition mensuelle des pluviosités et des températures (fig. 4) estime que les conditions climatiques de ces îles sont telles que l'évaporation réelle est très proche de l'évapotranspiration potentielle. Il évalue alors celle-ci d'après sa formule mensuelle : $ET_{P(\text{mm/mois})} = 0,40 \frac{\theta}{\theta + 15} (I_g + 50)$, θ étant la température mensuelle moyenne et I_g la radiation globale moyenne en petites calories par cm^2 de surface horizontale et par jour. [Cf. L. TURC (1961)].

lution résulte d'un drainage continu et une période phréatique où la décomposition a lieu au contact des eaux d'altération.

TABLEAU 6

Données climatiques		Jaluit (îles Marshall)	Archetype expérimental
Température annuelle moyenne	θ°C	27°	70°
Humidité atmosphérique	F (mm Hg)	26,5	234,0
Pluviométrie - Drainage	Abondance journalière	Pmm	1 500
		Dmm	1 500
	Répartition	N	240
		t %	5
	Intensité horaire	I _P mm/h	11
		V _d mm/h	8
	Nombre de jours de pluie dans l'année		365
	Temps occupé par la pluie en % de l'année		100
	Intensité pluviométrique ..		62
	Vitesse du drainage		62

La durée totale de chacune des 2 phases, exprimée en p. 100 du temps et pour un fragment donné de cette zone, dépend naturellement de la position de ce dernier dans l'extracteur (fig. 5). Ainsi, la hauteur du fragment par rapport au fond du manchon permet de déterminer directement la durée de la phase *atmosphérique* : $P_A = \frac{L}{H} \times 100$

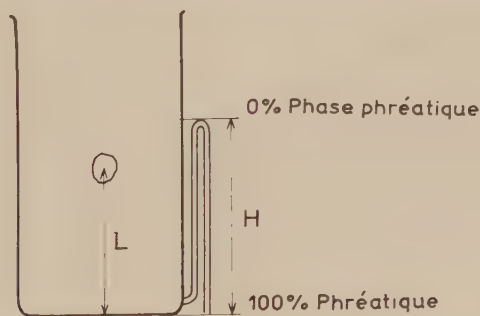


FIG. 5

Par exemple, si la roche est au niveau $L = 90$ mm, comme la hauteur jusqu'au niveau du siphon est de 120 mm, la valeur de P_A sera de 75 p. 100 ; la durée phréatique dans ce cas représentera donc 25 p. 100 du temps.

On a ainsi une gamme continue de modes d'altération depuis l'évolution purement phréatique (100 p. 100) jusqu'à l'évolution entièrement atmosphérique (au-dessus du niveau du siphon).

Il est possible en outre de préciser le rythme de la succession des 2 phases pour tous les modes d'altération intermédiaires. C'est un rythme *périodique* qui dépend essentiellement de la durée totale d'un cycle dans chaque appareil. Ainsi, le nombre de siphonages quotidiens étant de 25 pour le Soxhlet « Volvic », 28 pour le Basalte et 41 dans le cas du Granite, l'alternance se reproduit donc, dans les expériences, respectivement toutes les 58, 51 et 35 minutes.

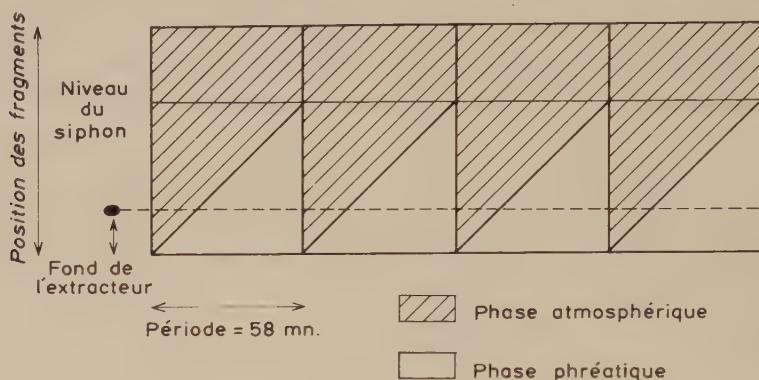


FIG. 6

La figure 6 représente schématiquement (à titre d'exemple) les caractères particuliers de l'évolution pour chaque fragment du Soxhlet « Volvic » suivant sa position dans l'extracteur.

b) DONNÉES PHYSICO-CHIMIQUES

1) Composition de l'atmosphère.

La capacité hygrométrique étant de 234 mm de mercure à 70°C, la pression partielle de l'air représente 530 mm, soit environ 0.7 atmosphère. La teneur en oxygène de l'atmosphère du Soxhlet est dans ces conditions de 2,7 mg/l et la teneur en CO₂ de 0,12 mg/l, soit respectivement 3,2 et 4 fois *moins* que la teneur normale à 20°C [oxygène = 8.75 mg/l — CO₂ = 0,52 mg/l]

L'atmosphère expérimentale est donc moins riche en Oxygène et en Gaz carbonique que l'air ordinaire.

2) Caractéristiques de l'eau de condensation.

L'ionisation de l'eau caractérisée par le coefficient de dissociation K augmente avec la température. Dans l'archétype expérimental, elle est ainsi 10 fois plus élevée qu'à 20°C et 80 fois plus qu'à 0°C. Le pH de *neutralité*, qui est de 7,0 à 23°C, passe donc théoriquement à 6,4 dans le cas des essais [R. PIOGER (1955)].

Les teneurs de l'eau de condensation en gaz dissous ont été aussi déterminées (modes d'évaluation décrits dans l'annexe II) ; elles sont rapportées avec d'autres

valeurs dans le tableau 7. On constate ainsi que l'eau de condensation obtenue en Soxhlet est beaucoup plus **pure** que l'eau de pluie naturelle ; de ce fait, elle est donc plus proche de la neutralité, puisqu'elle contient environ 4 fois moins de CO_2 , et en même temps moins oxygénée (sans être néanmoins complètement désaérée).

TABLEAU 7

Gaz dissous (mg/l)	Azote	Oxygène	CO_2
Eau saturée à 20° C.....	19,25 mg/l	44,5 mg/l	1 724 mg/l
Eau atmosphérique naturelle à 20° C	15,25 mg/l	9,15 mg/l	0,57 mg/l
Eau de condensation en Soxhlet (70° C)	5,8 mg/l	3,8 mg/l	0,12 mg/l

c) CONCLUSION

L'examen détaillé des différents paramètres réalisés dans l'expérience fondamentale montre tout d'abord que le milieu artificiel du Soxhlet évoque approximativement une ambiance naturelle **tropicale**. Mais le dispositif utilisé permet de plus de travailler *en permanence* dans les conditions les plus favorables aux phénomènes d'altération (continuité et régularité des régimes climatiques) et même d'amplifier les facteurs d'intensité qui caractérisent ces climats (température, vitesse de drainage, ionisation de l'eau...)

Dans de telles conditions, on a donc de bonnes raisons de supposer que l'altération des diverses roches pourra être assez rapidement obtenue au cours des essais de laboratoire.

CHAPITRE II

ÉTUDE DE L'ALTÉRATION EXPÉRIMENTALE EXAMEN DES RELIQUATS DE LA DÉCOMPOSITION

INTRODUCTION

Après avoir disposé les fragments des trois types de roches dans les manchons-extracteurs (comme cela a été indiqué précédemment) et versé 300 cm³ d'eau permutée dans les ballons-réservoirs, l'expérience a été mise en marche. A partir de ce moment, le dispositif a fonctionné d'une manière *continue*, mis à part les brefs arrêts nécessaires aux opérations de contrôle. Simultanément un extracteur TÉMOIN [T₁] a fonctionné **à vide** pendant l'essai de façon à évaluer les quantités d'éléments qui, dans les mêmes conditions, pouvaient provenir de l'attaque du verre pyrex constituant les Soxhlets.

*
* *

La détermination du pH des eaux d'extraction *au moment du siphonage* a été réalisée systématiquement. Le pH était mesuré après refroidissement des solutions jusqu'à la température ambiante à l'abri de l'air. Les différentes valeurs obtenues sont consignées dans le tableau 8, en même temps d'ailleurs que le pH de l'eau de condensation mesuré dans les mêmes conditions. On peut ainsi constater qu'au début des essais et pendant une période préliminaire relativement courte, le pH des eaux de lessivage atteint des valeurs assez élevées. Par la suite, il diminue sensiblement, puis se stabilise même, pour chaque type de roche, autour d'une valeur moyenne caractéristique.

Ces eaux d'extraction, qui transportent la phase migratrice de l'altération, restent *limpides* tout le long des expériences. Mais elles se déversent régulièrement par siphonage dans le récepteur inférieur où les éléments lessivés se concentrent au fur et à mesure. De ce fait, l'eau du ballon-réservoir, qui était pure au départ, devient par la suite nettement *alcaline* (tabl. 8 — pH des lessivats d'accumulation). En même temps, elle se trouble progressivement : d'abord légèrement louche, puis opalescente, elle devient finalement *laiteuse*.

Il est donc incontestable que dans ce type d'expérience, l'extraction « chimique » par épuisement est *rapide* et que la quantité d'éléments entraînés au cours du drainage est *importante*. Dans ces conditions on a été amené, pour maintenir au sein de

TABLEAU 8

Roche	Eau de condensation (mesurée à 20°C)	Eaux d'extraction			Lessivats d'accumulation	
		Période préliminaire	Période ultérieure		Oscillations	Valeur moyenne
			Oscillations	Valeur moyenne		
Basalte.....	6,5	9,0-9,5	7,3-8,0	7,6	9,7-10,5	10,2
Volvic	6,5	9,0-9,5	7,3-7,8	7,3	9,4-10,2	9,6
Granite	6,5	8,6-8,7	6,8-7,2	7,0	8,6-8,8	8,7

l'appareil le rythme initial de l'ébullition, à enlever périodiquement les lessivats concentrés afin de remettre de l'eau pure dans les ballons. Cette opération de transvasement, qui ne gêne en rien le développement des phénomènes d'altération, a été effectuée en général tous les 20 jours, c'est-à-dire chaque fois que le drainage global représentait 50 litres.

* * *

Quant à l'examen de l'évolution macroscopique des roches disposées dans les manchons, il a été effectué régulièrement tout au long de l'expérience :

— **Dans le cas du Basalte et de la lave de Volvic**, c'est-à-dire des 2 roches micro-litiques, l'altération s'est traduite visuellement d'une manière identique :

Dans la zone atmosphérique des Soxhlets, on note très rapidement l'apparition d'une pigmentation rouille typique, puis le grossissement régulier de tous les points ferrugineux. Au bout d'un certain temps (3 mois environ), les différents points rouilles se rejoignent complètement, de telle sorte que des faces entières de fragments sont recouvertes par une **croûte ocre** très caractéristique. Mais cette croûte n'est alors développée que sur les parois des fragments où l'on constate en permanence la présence d'un film d'eau ; elle semble donc liée avant tout à un écoulement très lent d'une eau chaude et aérée. Ce n'est que par la suite, lorsque la durée de l'expérience est plus grande (un an environ), que le développement de la pellicule rouille s'étend sur *toute* la surface des fragments de la zone atmosphérique. A partir de là, l'aspect extérieur ne varie plus. Seuls, les examens effectués de temps à autre sur les roches elles-mêmes peuvent montrer alors que la ferruginisation superficielle s'étend régulièrement vers la profondeur.

Dans la zone de fluctuation phréatique, l'évolution macroscopique s'est présentée différemment : au cours de l'expérience, même pour les fragments situés dans le tiers supérieur de la zone, il n'y a *jamais* eu de pigmentation rouille. Les fragments de roches initialement foncés sont devenus uniformément gris-pâle sur toute la

hauteur phréatique. Mais en même temps, des taches blanches sont assez rapidement apparues ça et là *sur la paroi de verre* de l'extracteur en dessous du niveau du siphon (à partir de 350 litres, soit 3 mois environ pour le Basalte et 600 litres, soit 8 mois pour la lave de Volvic). Un spectre de diffraction X effectué alors sur quelques milligrammes a donné dans les deux cas les réflexions caractéristiques de la Gibbsite $\text{Al}(\text{OH})_3$. Par la suite, ces taches n'ont cessé de s'étendre (cf. cliché VI), de telle sorte que lors de l'arrêt définitif des essais, le manchon du Soxhlet dans sa partie phréatique était recouvert, comme d'ailleurs l'intérieur du siphon, par une **pellicule blanche quasi-uniforme**.



CLICHÉ VI. — Essai sur Basalte — Dépôt blanc sur la paroi de verre du manchon-extracteur (Gibbsite)

— **Dans le cas du Granite**, l'évolution macroscopique des fragments a été sensiblement différente.

Au sein de la zone atmosphérique, la ferruginisation est aussi très nette mais localisée à l'emplacement des paillettes de biotite et dans les environs immédiats (exsudation et diffusion du fer). Les feldspaths eux restent blancs : petit à petit, ils deviennent ternes et crayeux. Il n'y a donc pas en surface comme dans le cas précédent de croûte ocre homogène mais plutôt un cortex spongieux d'altération superficielle.

Dans la zone de fluctuation, on ne constate pas, au cours de la première phase des essais, de phénomène d'exsudation ferrique sur les micas. Mais ici, au fur et à mesure que l'expérience se prolonge, la ferruginisation a tendance à descendre progressivement vers l'intérieur de la zone phréatique : à la fin, elle atteint même les fragments ne subissant une phase atmosphérique que pendant 40 p. 100 du temps (vide supra— fig. 5). Quant aux feldspaths, leur évolution a été identique à celle de la zone supérieure. Enfin, et contrairement au cas des roches volcaniques, il n'a pas été constaté au cours des essais, de dépôt blanc sur la paroi de verre du manchon phréatique.

*
* *

Le dispositif expérimental a fonctionné en continu pour les 3 types de roches pendant une assez longue période, en sorte que les essais ont été poursuivis même lorsque visuellement on ne constatait plus de signe nouveau dans l'évolution des roches. Mais il était nécessaire que l'altération expérimentale des fragments soit suffisamment profonde pour qu'on puisse envisager une étude complète, chimique et minéralogique, des croûtes de décomposition. Les essais ont ainsi fonctionné pendant 20 mois pour la lave de Volvic, 22 mois pour le Basalte et 26 mois pour le Granite, ce qui représente un *drainage total* de 1 450, 1 600 et 1 950 litres respectivement. Dans le même temps, l'écoulement global a été de 1 350 litres dans le Soxhlet vide qui servait de Témoin (T_1).

*
* *

Les Lessivats d'accumulation, qui représentent la phase migratrice de la décomposition, ont pu être examinés, au cours des expériences, lors des transvasements périodiques du ballon. Par contre, l'étude de la phase résiduelle de l'altération (Reliquat) n'a été abordée qu'après l'arrêt définitif des essais.

Néanmoins, nous envisagerons en premier lieu, l'examen des *Reliquats* obtenus en laboratoire car ils constituent un excellent matériel de recherches. Les trois types de roches seront alors passés en revue dans l'ordre chronologique des arrêts expérimentaux. Ensuite sera abordée, pour les trois essais, l'étude des *Lessivats* globaux.

A la fin du dépouillement général on disposera ainsi d'un certain nombre de données précises sur les deux phases complémentaires de l'altération artificielle.

I. — ESSAI SUR LAVE DE VOLVIC

1. Altération atmosphérique

A la fin de l'essai, l'ensemble des fragments brun-rouille de la zone supérieure du manchon a été retiré de l'extracteur afin de procéder à une série complète d'investigations.

On a examiné tout d'abord la progression interne de l'altération rouille superficielle en sciant un certain nombre de fragments. L'existence de plusieurs enveloppes

superposées et développées à partir de la surface externe a été ainsi mise en évidence (fig. 7) :

L'enveloppe superficielle, qui représente environ 10 p. 100 en poids des fragments initiaux, est la plus caractéristique car la ferruginisation est *totale* sur 4 à 5 mm d'épaisseur ; elle est poreuse, tendre, uniformément rouille : c'est la **croûte ocre** (E) à faciès « pain d'épice ».

En dessous, une zone intermédiaire de 3 à 4 mm de profondeur peut être individualisée : l'altération est ici moins généralisée que dans la couche précédente ; néanmoins une intense ferruginisation existe le long de *tous* les canalicules internes de la lave scoriacée. On a donc affaire là à une enveloppe encore peu cohérente mais beaucoup moins transformée que la croûte ocre. Nous l'appellerons **croûte gris-ocre** (I).

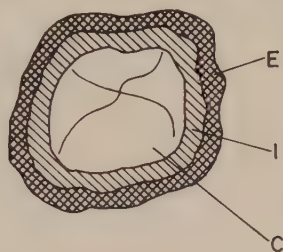


FIG. 7

Enfin, vers l'intérieur, on retrouve la lave habituelle avec sa couleur et sa cohésion initiale. Elle n'est cependant pas complètement intacte car une légère ferruginisation peut être mise en évidence, jusqu'au cœur même des fragments, le long de *quelques* canaux. C'est la **zone centrale** (C), qui servira néanmoins de *référence*.

*
* *

Il y a donc sur chaque fragment un passage graduel depuis la roche initiale saine (C) jusqu'au Reliquat externe (E), qui correspond à l'altération la plus intense obtenue dans les conditions du Soxhlet. La caractérisation complète de chaque enveloppe devient alors essentielle pour préciser la nature et le développement des processus de décomposition.

a) CARACTÉRISATION PHYSIQUE ET STRUCTURALE DE LA CROÛTE D'ALTÉRATION

Une partie de la croûte ocre superficielle a pu être séparée aisément sous forme cohérente, ce qui était indispensable pour la détermination de la densité apparente ; le reste a été récupéré en poudre par grattage puisque l'effritement est immédiat au contact des doigts.

La zone intermédiaire n'a pu être recueillie en plaque cohérente suffisamment large pour permettre une mesure de la densité. Elle a donc été décapée au burin puis pulvérisée dans un mortier d'agate.

Quant au cœur inaltéré de la zone centrale, il a été séparé, dans chaque cas, après fracturation des fragments.

* * *

Un certain nombre de déterminations générales, portant sur la masse globale de chaque enveloppe, ont tout d'abord été réalisées ; les résultats sont reproduits dans le tableau 9.

TABLEAU 9

Enveloppes	Densité apparente <i>d</i>	pH	Susceptibilité magnétique massique χ (10^{-6} u. e. m. CGS/g)
Croûte ocre (E)	1,66	7,4	3 225
Croûte gris-ocre (I)	—	—	2 160
Zone centrale (C)	2,15	6,7	1 810

On constate ainsi que la densité apparente est la plus faible et la susceptibilité magnétique la plus élevée pour l'enveloppe externe, c'est-à-dire là où l'altération a été la plus poussée.

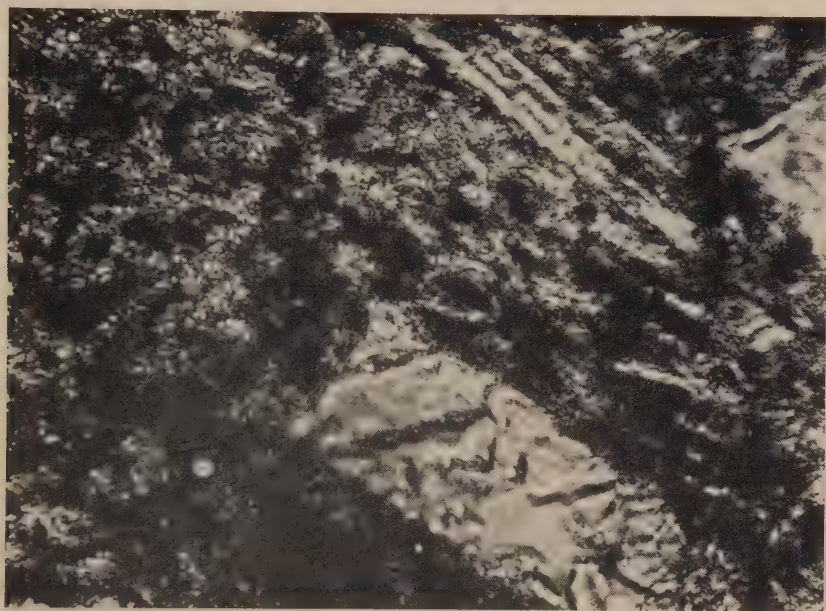


CLICHÉ VII. — *Essai sur lave de Volvic — Aspect microscopique de la croûte d'altération (E) [L.N.] ($\times 85$).*
On peut noter le maintien de la structure originelle et l'abondance des produits ferrugineux rouille

L'examen en plaque mince sous le microscope polarisant fait apparaître surtout une diffusion généralisée de produits *rouge-orangé* isotropes au sein de la couche superficielle (cliché VII), mais il montre aussi que de nombreux cristaux de feldspaths

sont profondément altérés (cliché VIII) ; cependant comme généralement ces derniers possèdent encore leurs formes *extérieures*, on peut dire que la carcasse initiale de la roche a été maintenue : l'écorce d'altération conserve donc la structure originale. Comme on connaît la densité apparente de la croûte ocre ($d = 1,66$), on peut alors évaluer la perte totale subie par la roche au cours de l'évolution expérimentale. Celle-ci a été relativement intense puisqu'elle représente 23 p. 100 en poids du matériel en voie de décomposition.

La séparation granulométrique a été effectuée dans le cas de la croûte externe, après un simple effritement des particules sous les doigts et sans utilisation d'un



CLICHÉ VIII. — Essai sur lave de Volvic — Détail de la croûte d'altération [L. N] ($\times 500$).
Baguette de plagioclase en voie de disparition avec individualisation de Boehmite

dispersant. La composition granulométrique, obtenue alors en utilisant la micro-méthode L. LOCUSSOL (cf. Annexe I), a été indiquée dans le tableau 10. Elle fait ressortir en particulier l'importance de la fraction $[2-20 \mu]$ qui représente la moitié de l'ensemble.

La détermination des susceptibilités magnétiques massiques ⁽¹⁾ pour chaque fraction granulométrique (tabl. 10) a permis de préciser l'origine du magnétisme et de faire en outre un certain nombre de remarques générales sur les phénomènes d'altération expérimentale. En effet, l'augmentation de χ par rapport à l'échantillon initial ne paraît pas, d'après E. LE BORGNE (1955), suffisante pour être attribuée à des composés magnétiques de néoformation. Elle serait donc liée à la *concentration* des minéraux magnétiques initiaux au cours de l'évolution. Une séparation à l'aimant

(1) Mesures effectuées par E. LE BORGNE à l'Institut de Physique du Globe de la Sorbonne. [Cf. Annexe I].

à été ainsi envisagée pour extraire et étudier la fraction magnétique. L'opération réalisée sur la phase granulométrique la plus magnétique [20-100 μ] a permis de séparer aisément les éléments magnétiques noirs. Ceux-ci représentent au total 12,5 p. 100 de l'ensemble et sont constitués exclusivement de Magnétite primaire.

TABLEAU 10

Diamètres (μ)	Composition (%)	Susceptibilité magnétique massique χ
> 100 μ	17,7	2 820
20-100 μ	31,2	6 430
2-20 μ	48,4	1 450
< 2 μ	2,7	610

Dans ces conditions, on a été amené à conclure que :

- 1) les minéraux magnétiques du type *oxydes* (ferro-ferriques ou ferro-titani-fères) n'ont pas été décomposés lors de l'altération expérimentale.
- 2) Le fer, qui évolue pendant l'expérience (ferruginisation), résulte donc essentiellement de la décomposition des *silicates* ferromagnésiens.
- 3) L'individualisation des composés ferrugineux de néoformation au cours de cette altération ne s'est pas faite sous forme d'oxydes ou d'hydroxydes *magnétiques*.

b) CARACTÉRISATION MINÉRALOGIQUE

La mise en évidence des minéraux de néogénèse (*), qui ont pu apparaître au sein du Reliquat pendant l'expérience, a été réalisée grâce à la diffraction des rayons X et à l'analyse thermique différentielle (ATD) ⁽¹⁾. Les deux méthodes ont été appliquées systématiquement, soit sur la masse globale de l'enveloppe dans le cas de la croûte gris-ocre (I) et de la zone centrale (C), soit sur diverses fractions granulométriques en ce qui concerne la croûte ocre superficielle (E).

Les principaux résultats obtenus sont les suivants [fig. 8 — Courbes ATD]

Croûte ocre (E).

— Dans la fraction < 20 μ , on a pu mettre en évidence comme MINÉRAUX DE NÉOFORMATION :

— de la **Gibbsite** $\text{Al}(\text{OH})_3$ en très petite quantité :
raies X [4,79 (f) — 4,33 (f)] ⁽²⁾

⁽¹⁾ Au microscope polarisant, on note bien à côté des produits rouges très biréfringents, la transformation des feldspaths en *agrégats polycristallins*. Mais il est difficile de préciser la nature exacte de ces agrégats. On peut seulement dire qu'ils sont plus biréfringents et qu'ils ont un indice de réfraction plus élevé que les plagio-clases et que ces caractéristiques correspondent à celle de la *Boehmite*, déterminée à l'aide des méthodes indirectes.

⁽²⁾ La convention adoptée pour caractériser l'intensité des réflexions X est la suivante : TF (très forte) F (forte), mF (moyennement forte), m (moyenne), mf (moyennement faible), f (faible) et tf (très faible).

- de la **Boehmite** AlO.OH bien individualisée :
raies X [6,14 (F) — 3,16 (f) — 2,35 (F)]
crochet endothermique vers 500°C
(courbe ATD : 81-82)
- des Gels ferriques amorphes du type **Stilpnosidélite** $\text{Fe}_2\text{O}_3, n\text{H}_2\text{O}$ caractérisés par un crochet exothermique vers 350°C .
(courbe ATD : 81-82)

A côté, un certain nombre de minéraux primaires peuvent être identifiés : Magnétite et surtout feldspaths.

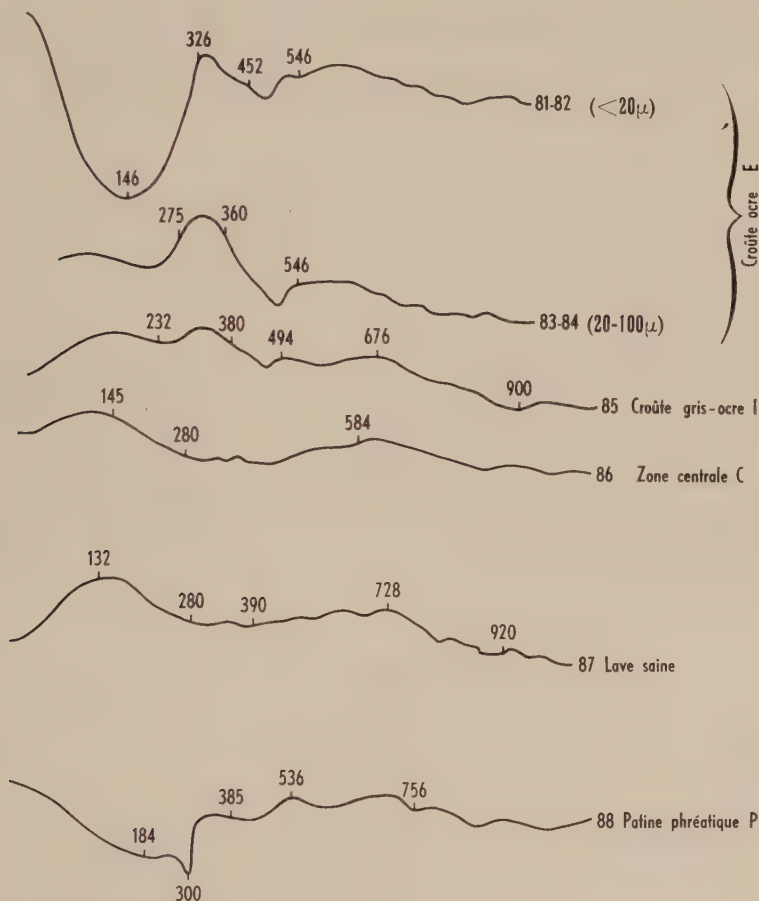


FIG. 8

— Dans la fraction 20-100 μ, la **Boehmite** est encore présente (spectre X — courbe ATD 83) ainsi que la **Stilpnosidélite** (net crochet exothermique vers 350°C). En plus, il y a de la Magnétite en grande quantité [raies à 4,85 (m) — 2,50 (F) — 1,61 (m)] (vide supra — magnétisme p. 56) et des feldspaths.

Les minéraux ferromagnésiens initiaux tels que la hornblende ont totalement disparu de ces fractions granulométriques. Pour les retrouver, il faut examiner les éléments dont le diamètre est supérieur à 100 μ .

Croûte gris-ocre (I)

Cette enveloppe représente bien une zone de transition entre la couche externe et la couche saine puisque l'on retrouve les minéraux de néoformation déjà caractérisés dans la croûte ocre :

— **Boehmite** — raies X [6,14 (F) — 2,35 (F)]

et crochet endothermique vers 500°C (courbe ATD : 85)

— **Stilpnosidérite** — léger crochet exothermique vers 300°C (courbe ATD : 85)

Le reste de l'enveloppe est constituée par des minéraux primaires.

Zone centrale (C).

C'est une zone pratiquement inaltérée et sans minéraux de néoformation. Tous les constituants sont les minéraux initiaux de la lave *saine*.

*
* *

En conclusion, l'altération de la lave de Volvic au cours des essais en Soxhlet s'est traduite non seulement par la décomposition de la roche sur une certaine épaisseur mais encore par l'édification *simultanée*, au sein de la phase résiduelle, d'un certain nombre de minéraux de néoformation. Ces minéraux ne sont pas des silicates argileux mais des HYDROXYDES d'aluminium et de fer : les premiers sont généralement bien cristallisés [Boehmite — (Gibbsite)], tandis que les seconds sont toujours amorphes [Hydrates ferriques].

c) ÉVOLUTION CHIMIQUE ET MINÉRALOGIQUE

— *L'analyse chimique* effectuée sur les deux enveloppes superficielles et la zone centrale (après déshydratation ; cf. Annexe I) permet de suivre la progression de l'altération.

Les résultats pondéraux consignés dans le tableau 11 traduisent en effet une élimination progressive de la silice en même temps qu'une accumulation régulière d'alumine et de fer. Le paramètre moléculaire K_i d'Harrassowitz ($\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$) passe ainsi de 5,1 dans la zone centrale à 3,9 pour la croûte externe et le rapport : $\text{SiO}_2/\text{R}_2\text{O}_3$ de 4,9 à 2,8.

— *La composition minéralogique* approximative (tabl. 12) a été ensuite calculée dans le cas des zones (E) et (C) à partir des données chimiques en appliquant la méthode déjà utilisée lors de l'étude minéralogique de la lave de Volvic saine (cf. p. 38).

Une certaine quantité d'oxydes *libres* d'alumine, fer et titane apparaît nettement au sein de la croûte ocre, ce qui correspond aux hydroxydes de néoformations

individualisés précédemment. L'enveloppe extérieure (Reliquat) est donc constituée pondéralement par 84,0 p. 100 de minéraux primaires qui n'ont pas encore subi la décomposition [c'est ce qu'on appellera le RÉSISTAT (*)] et par 16,0 p. 100 de composés résiduels de néogénèse [ce sera l'ÉLUVIAT (*)]

TABLEAU II

Éléments	Croûte ocre (E)	Croûte gris-ocre (I)	Zone centrale (C)
SiO ₂	50,4	53,0	57,3
Al ₂ O ₃	22,0	20,5	19,3
Fe ₂ O ₃	12,9	11,8	9,0
TiO ₂	1,0	1,8	1,5
MgO	2,5	2,4	2,8
CaO	3,6	4,0	3,8
Na ₂ O	4,2	4,1	4,0
K ₂ O	2,4	2,4	2,3
Total	100,0	100,0	100,0
SiO ₂ /Al ₂ O ₃	3,9	4,4	5,1
SiO ₂ /R ₂ O ₃	2,8	3,2	4,9

TABLEAU I2

Constituants	Croûte ocre (E)	Zone centrale (C)
Silice	5,8	7,2
Sanidine	14,3	13,4
Oligoclase	47,1	44,2
Hornblende	12,8	32,2
Magnétite	4,0	3,0
Fe ₂ O ₃	9,3	—
Al ₂ O ₃	5,4	—
TiO ₂	1,3	—
Total	100,0	100,0
Minéraux primaires (Résistat)	84,0	100,0
Oxydes libres néogènes (Éluviat)	16,0	—
Total	100,0	100,0

— *Le raisonnement isovolumétrique* dû à G. MILLOT (1955) a été enfin appliqué à cette étude, puisque la trame structurale de la roche est parfaitement conservée dans le cortex superficiel (tabl. 13).

Cette méthode met en évidence les quelques points suivants :

— permanence du fer (115 p. 100) et du titane (102 p. 100) au cours de l'altération.

— élimination relativement importante de la silice (32,0 p. 100 de la quantité initiale), des alcalinoterreux et des alcalins.

— élimination plus faible mais *incontestable* de l'aluminium (12,0 p. 100 de la quantité initiale).

TABLEAU 13

Éléments	Contenance de 1 cm ³		Différence absolue (cg) (a)	Élimination par rapport à la roche (%) (b)	Composition du lessivat atmosphérique (c)
	Zone centrale (C) (cg)	Croûte ocre (E) (cg)			
SiO ₂	123,20	83,70	— 39,50	32,0	77,3
Al ₂ O ₃	41,50	36,50	— 5,00	12,0	9,7
Fe ₂ O ₃	19,30	21,40	+ 2,10	0	—
TiO ₂	3,25	3,32	+ 0,07	0	—
MgO.....	6,00	4,15	— 1,85	30,8	3,6
CaO.....	8,20	5,98	— 2,27	27,1	4,3
Na ₂ O.....	8,60	6,97	— 1,63	19,0	3,2
K ₂ O.....	4,95	3,98	— 0,97	19,6	1,9
Poids de 1 cm ³ en centigrammes.....	215,00	166,00	— 49,00	—	(100,0)

On peut donc calculer, à partir de l'échantillon initial (zone centrale), la composition centésimale du lessivat global qui correspond à ce type d'altération et qui représente 23 p. 100 du matériel original. Celle-ci est indiquée dans la dernière colonne (c) du tableau 13.

*
* * *

En définitive, l'évolution de la lave de Volvic dans cet essai d'altération en laboratoire se traduit essentiellement :

— par un lessivage assez intense de la silice, des alcalins et des alcalinoterreux.

— par une accumulation **totale** *in situ* du fer et du titane sous forme d'hydrates amorphes.

— enfin par un comportement *intermédiaire* de l'aluminium qui semble partiellement éliminé dans les eaux de lessivage (raisonnement isovolumétrique) et partiellement accumulé dans le Reliquat (présence de Boehmite).

On a été ainsi conduit à envisager le problème du bilan global de l'altération.

d) BILAN GÉOCHIMIQUE DE L'ALTÉRATION ATMOSPHÉRIQUE

La croûte ocre de l'altération se prête aisément aux opérations de bilan puisque, du fait de sa position dans le Soxhlet, aucun apport extérieur n'a pu se produire,

ni en provenance des couches inférieures (la zone atmosphérique n'est jamais atteinte par la nappe), ni depuis les parties supérieures du dispositif qui ne contiennent pas d'échantillons de roche.

I — Bilan global de l'altération.

Nous venons de voir grâce au raisonnement isovolumétrique, que le Lessivat correspondant à la couche extérieure constituait 23 p. 100 de la roche initiale. Le Reliquat de l'altération, c'est-à-dire la croûte ocre elle-même, représente donc 77 p. 100.

Nous avons vu, d'autre part, que la composition minéralogique de la croûte donnait 84 p. 100 de minéraux n'ayant pas encore subi l'altération (Résistat) et 16 p. 100 de composés de néoformations (Éluviat). Mais en réalité on obtient respectivement 64,6 p. 100 et 12,4 p. 100 pour le Résistat et l'Éluviat, si l'on ramène les deux chiffres au total de 77 p. 100 que représente effectivement le Reliquat par rapport à 100 de Volvic originel.

On peut alors calculer la fraction de la roche qui a été réellement décomposée dans l'enveloppe externe par l'action de l'eau : elle correspond à la différence [100 — Résistat (p. 100)] ce qui donne ici 35,4 p. 100, soit le tiers de la roche environ. Nous l'appellerons HYDROLYSAT (*).

Le bilan général s'établit donc comme suit :

$$\begin{array}{rcccl} \text{ROCHE} & = & \text{RÉSISTAT} & + & \text{HYDROLYSAT} & \text{(I)} \\ \text{(Lave de} & & \text{(Minéraux primaires} & & \text{(Fraction minérale} & \\ \text{Volvic)} & & \text{non encore altérés)} & & \text{entièrement décomposée)} & \\ 100,0 & & 64,6 & & 35,4 & \end{array}$$

Mais, comme dans la fraction altérée une partie des éléments est lessivée tandis que le reste s'accumule *in situ* sous forme de composés de néogenèse, on peut écrire aussi :

$$\begin{array}{rcccl} \text{HYDROLYSAT} & = & \text{ÉLUVIAT} & + & \text{LESSIVAT} & \text{(II)} \\ \text{(Fraction minérale} & & \text{(Minéraux de} & & \text{(Éléments} & \\ \text{décomposée)} & & \text{Néoformation)} & & \text{lessivés)} & \\ 35,4 & & 12,4 & & 23,0 & \end{array}$$

La répartition globale des éléments constituant la fraction décomposée correspond donc sensiblement à 2/3 lessivés (Lessivat) et 1/3 accumulé *in situ* (Éluviat).

En remplaçant l'Hydrolysat dans (I) par sa valeur exprimée en (II), on obtient aisément le bilan global (III) :

VOLVIC	=	RÉSISTAT	+	ÉLUVIAT	+	LESSIVAT	(III)
100,0		64,6		12,4		23,0	
		RELICUAT (Croûte)					
		87,0					

Ce bilan peut alors être explicité avec une approximation suffisante de la façon indiquée ci-après :

Lave de Volvic initiale (100)	RELIQUAT [77,0 %]	RÉSISTAT (64,6 %)	Silice	4,4 %
			Sanidine	11,0 %
			Oligoclase	37,1 %
			Hornblende	9,1 %
			Magnétite	3,0 %
	LESSIVAT [23,0 %]	ÉLUVIAT (12,4 %)	Al ₂ O ₃	4,2 %
			Fe ₂ O ₃	7,2 %
			TiO ₂	1,0 %

d'où le schéma général de l'évolution atmosphérique (fig. 9).

Avant altération :

Si O ₂ 7.2	Sanidine 13.4	Andesine 44.2	Hornblende 32.2	M
--------------------------	---------------	---------------	-----------------	---

Après altération :

RÉSISTAT 64.6					HYDROLYSAT 35.4	
Si O ₂ 4.4	Sanidine 11.0	Andesine 37.1	Horn. 9.1	M 3	ÉLUVIAT	LESSIVAT 23.0
RELIQUAT (Crouïte) 77.0						

ÉLUVIAT = Al ₂ O ₃ + Fe ₂ O ₃ + Ti O ₂				
12.4	4.2	7.2	1.0	

FIG. 9

2 — Composition chimique de l'Hydrolysat et distribution générale des éléments.

Nous connaissons maintenant la composition du Lessivat grâce au raisonnement isovolumétrique et celle de l'Éluviat par l'étude de la répartition minéralogique. Il est alors aisé de déterminer la composition chimique de l'Hydrolysat par l'intermédiaire de la relation (II) (tabl. 14).

A partir de ce résultat, on peut calculer la proportion dans laquelle chaque élément de la roche initiale a été affecté au cours de la décomposition [tabl. 15 — colonne (c)]. Mais on connaît déjà par la méthode isovolumétrique le pourcentage suivant lequel chaque élément a été lessivé [tabl. 13 — colonne (b)]. On a donc immédiatement la répartition quantitative de tous les éléments libérés pendant l'altération expérimentale (tabl. 15).

TABLEAU 14

Éléments	Lessivat (a)	Éluviat (b)	Hydrolysat (c)
SiO ₂	17,9	—	17,9
Al ₂ O ₃	2,2	4,2	6,4
Fe ₂ O ₃	—	7,2	7,2
TiO ₂	—	1,0	1,0
MgO	0,8	—	0,8
CaO	1,0	—	1,0
Na ₂ O	0,7	—	0,7
K ₂ O	0,4	—	0,4
Total	23,0	12,4	35,4

TABLEAU 15

Éléments	Zone centrale (C) (a)	Hydrolysat (b)	Proportion d'élément hydrolysé (%) (c)	Proportion d'élément lessivé (%) (d)	Différence = Proportion d'élément accumulé (%) (e)
SiO ₂	57,3	17,9	31,5	32,0	—
Al ₂ O ₃	19,3	6,4	33,0	12,0	21,0
Fe ₂ O ₃	9,0	7,2	80,0	—	80,0
TiO ₂	1,5	1,0	67,0	—	67,0
MgO	2,8	0,8	28,0	30,8	—
CaO	3,8	1,0	27,0	27,1	—
Na ₂ O	4,0	0,7	17,5	19,6	—
K ₂ O.....	2,3	0,4	17,4	19,6	—
Total	100,0	35,4	—	—	—

*
* *

Le bilan chimique met ainsi en évidence trois catégories d'éléments :

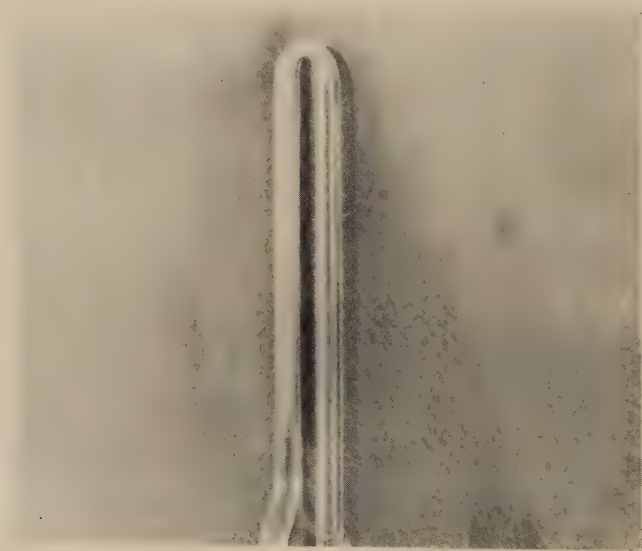
1) Les éléments libérés par hydrolyse qui ont été *totale*ment lessivés. Ce sont : la silice (32, 0 p. 100 du contenu initial), les alcalins et alcalinoterreux.

2) Les éléments libérés par hydrolyse qui se sont *intégra*lement accumulés dans le Reliquat sous forme d'hydrates amorphes. C'est le cas du fer et du titane.

3) L'aluminium, qui a dans cette altération un comportement *intermé*-*diaire*, puisqu'une partie seulement (représentant 35 p. 100 de l'aluminium hydrolysé) a été lessivée ; l'autre partie, qui est la plus importante (65 p. 100), s'est accumulée sous forme d'hydroxydes, **Boehmite** AlO.OH principalement.



CLICHÉ IX. — *Essai sur lave de Volvic.*
Apparition d'un dépôt blanc (Gibbsite) sur le manchon-extracteur



CLICHÉ X. — *Essai sur lave de Volvic.*
Développement du même produit blanc à l'intérieur du siphon d'évacuation

*
* *

Lessivage de la silice et des cations basiques, accumulation totale du fer et du titane, accumulation partielle d'oxyhydroxyde d'aluminium sont donc bien les caractéristiques essentielles de l'altération expérimentale de la lave de Volvic en zone atmosphérique.

2. Évolution dans la zone de fluctuation phréatique

Avant d'aborder le problème de l'évolution résiduelle des fragments, il est nécessaire de préciser tout d'abord la nature de la pellicule *blanchâtre* qui s'est régulièrement déposée sur la paroi de verre du manchon phréatique (clichés IX et X). Un examen partiel aux rayons X, réalisé au cours de l'essai, avait montré la présence

TABLEAU 16

Dépôt blanc du manchon (80) (Réflexions X en Å)		BAYÉRITE $\alpha\text{Al}(\text{OH})_3$ ⁽¹⁾	GIBBSITE $\gamma\text{Al}(\text{OH})_3$	BOEHMITE AlO.OH	GOETHITE $\text{Fe}^{\text{III}}\text{O}_2\text{H}$
4,83 (TF)	G	4,71 (100)	4,85 (100)	6,11 (100)	4,98 (15)
4,34 (F)	G	4,35 (55)	4,37 (40) 4,31 (20)		
4,17 (mF)	g				4,18 (100)
3,34 (f)	G		3,35 (6)	3,16 (50)	3,38 (10)
		3,20 (20)	3,31 (10)		
2,97 (f)	g		3,18 (7)		
2,69 (f)	g	2,70 (3)	3,10 (4)		2,69 (30)
2,54 (f)	g				2,58 (8)
2,45 (m)	G g	2,46 (3)	2,451 (15)		2,52 (4)
2,41 (m)	g		2,422 (4)		2,49 (15)
		2,358 (6)	2,382 (25)	2,347 (40)	2,452 (25)
2,39 (F)	G				
2,26 (mF)	G				2,252 (10)
		2,217 (60)	2,288 (4)		
2,15 (f)	G	2,157 (4)	2,244 (6)		
2,01 (mF)	G	2,075 (3)	2,165 (8)		2,19 (20)
1,90 (mF)	G	2,027 (4)	2,082 (1)		
		1,985 (3)	2,042 (15)		
1,80 (mF)	G	1,839 (3)	2,024 (1)	1,983 (4)	1,92 (6)
1,78 (mF)	g	1,722 (20)	1,991 (8)		
1,75 (f)	G	1,694 (1)	1,916 (6)	1,862 (30)	
			1,801 (10)	1,856 (20)	1,79 (7)

G = Gibbsite
g = goethite

d'après H. P. ROOKSBY in G. BROWN (1961). « The X-Ray Identification and Crystal Structures of Clay Minerals. »

⁽¹⁾ La Bayérite est le trihydrate d'aluminium obtenu synthétiquement au cours du procédé BAYER ; elle n'est pas connue dans le milieu naturel. Une autre variété la NORSTRANDITE a en outre été synthétisée récemment.

exclusive de Gibbsite $\text{Al}(\text{OH})_3$ parfaitement cristallisée. Une nouvelle détermination a été effectuée à la fin de l'expérience sur la quarantaine de milligrammes qui a pu être alors récupérée par grattage. On a obtenu une fois encore le spectre caractéristique de la Gibbsite (fig. 10 et tabl. 16), avec notamment les raies suivantes : 4,83 (TF) — 4,34 (F) — 3,25 (m) — 2,45 (m) — 2,39 (F) — 2,01 (m) et 1,90 (m). Mais de plus, un certain nombre de réflexions (fig. 10 — tabl. 16), mettaient en évidence en même temps une petite quantité de Goethite FeO_2H bien cristallisée : 4,17 (m) — 2,97 (f) — 2,54 (f) — 2,41 (m) et 1,78 (m).

Le dépôt du manchon phréatique était donc constitué à la fin de l'essai par de la **Gibbsite** associée à un peu de **Goethite**.

*
* *

L'évolution des fragments est caractérisée essentiellement par une absence totale de la moindre trace de ferruginisation et ce, sur *toute* la hauteur phréatique. Les fragments de lave ont pris uniformément dans cette zone une teinte *gris-blanchâtre* ; ils sont devenus assez ternes en surface et plus friables que la roche saine ; mais ils ne s'effritent pas sous les doigts. L'épaisseur de la « Patine » superficielle (P) ne dépasse jamais 2 mm. Nous avons essayé de la récupérer au burin pour effectuer un certain nombre de mesures et de déterminations analytiques rapportées à la zone sous-jacente (S) inaltérée. Celles-ci sont consignées dans le tableau 17.

TABLEAU 17

Éléments	Patine (P)	Zone sous-jacente (S)
SiO_2	49,8	57,6
Al_2O_3	28,5	19,5
Fe_2O_3	9,0	8,4
TiO_2	1,5	1,5
MgO	1,2	1,3
CaO	2,8	3,4
Na_2O	4,0	4,8
K_2O	3,2	3,5
Total	100,0	100,0
$\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$	2,9	5,0
$\text{SiO}_2/\text{R}_2\text{O}_3$	3,5	3,9
Densité apparente	1,90	2,15
Susceptibilité magnétique massique χ (10^{-6} u.e.m CGS)	1 550	1 450

Ce tableau montre que l'altération est nettement plus faible que dans la zone atmosphérique et surtout d'un type un peu différent, puisqu'il n'y a pas individualisation, ni accumulation d'hydrates ferriques. Par contre, on est frappé par la nette augmentation de la teneur en Al_2O_3 , d'autant plus qu'elle ne semble pas proportionnée

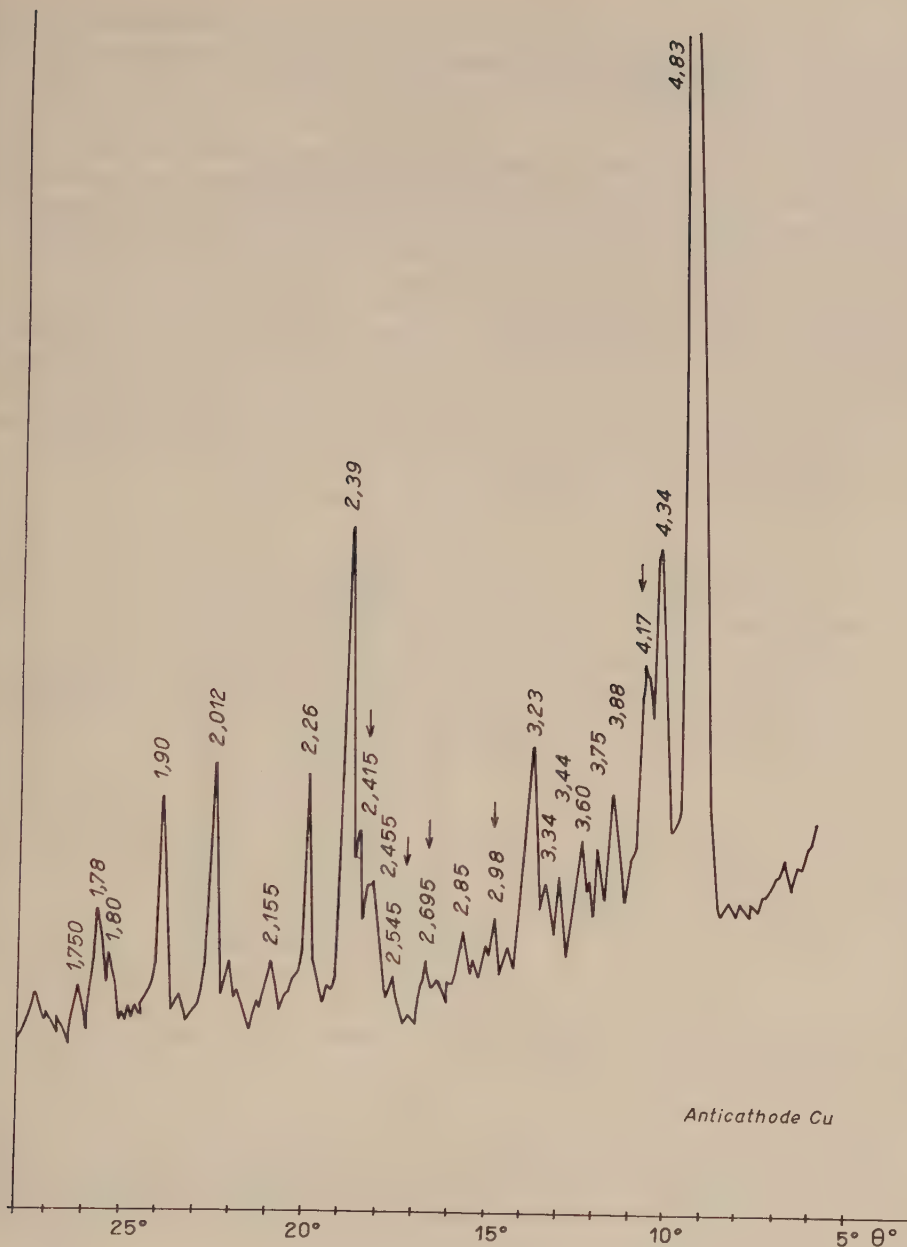


FIG. 10

avec la quantité qui aurait pu être libérée *in situ* par décomposition. Mais il ne faut pas oublier que nous sommes ici en position inférieure et que de l'alumine a été lessivée de la zone supérieure (cf. p. 60). Or, nous avons vu qu'une certaine quantité s'était déposée sur le manchon pendant la fluctuation du niveau phréatique. Il est donc très probable que de l'alumine a pu cristalliser *dans les mêmes conditions* à la surface des fragments. Ainsi, une partie de l'alumine accumulée en (P) serait **alloch-**

tone (*) et résulterait de ce que J. d'HOORE (1954) appelle une accumulation ABSOLUE (*). L'étude minéralogique met d'ailleurs en évidence une certaine quantité de **Gibbsite** au sein de la Patine : raies X = 4,79 (mf) — 2,45 (f) — 2,38 (mf)... ATD : crochet endothermique à 350°C (fig. 8 : courbe 88, p. 57).

De ce fait, il s'avère impossible de reproduire ici l'ensemble des calculs géochimiques qui avaient été envisagés dans le cas de l'altération atmosphérique. Tout ce que l'on peut faire, c'est définir *globalement* le bilan qui s'établit dans la patine superficielle et qui résulte à la fois de *pertes* et de *gains*. On constate ainsi qu'au total, les éliminations sont supérieures aux apports puisque la perte *brute*, déterminée par la méthode isovolumétrique, représente 11,0 p. 100.

Le comportement détaillé de chaque élément, qui est indiqué dans le tableau 18, met en évidence :

- une nette accumulation de l'aluminium (129 p. 100 de la quantité initiale)
- une très faible élimination du fer (3 p. 100) et du titane (7 p. 100).
- un lessivage important de la silice et des cations basiques (*)

TABLEAU 18

Éléments	Contenance de 1 cm ³		Différence absolue (cg)	Élimination par rapport à la roche (%)
	Zone sous-jacente (S) (cg)	Patine (P) (cg)		
SiO ₃	124,3	94,9	— 29,4	23,5
Al ₂ O ₃	42,0	54,0	+ 12,0	—
Fe ₂ O ₃	17,6	17,0	— 0,6	—
TiO ₂	3,2	2,9	— 0,3	9,0
MgO	2,8	2,2	— 0,6	21,5
CaO	7,3	5,3	— 2,0	27,5
Na ₂ O	10,3	7,6	— 2,7	26,0
K ₂ O	7,5	6,1	— 1,4	18,5
Poids de 1 cm ³ en centigrammes	215,0	190,0	— 25,0	—

Conclusion : Il semble très probable que la décomposition dans la zone phréatique soit de type **allitique** (*) avec néoformation *in situ* d'hydroxydes d'aluminium ; mais ce fait ne peut être prouvé avec certitude par suite de l'existence d'une accumulation absolue d'alumine.

Par contre il est un point très important qui ressort avec netteté de l'étude des phénomènes en zone de fluctuation phréatique : *c'est que les conditions qui règnent dans cette partie de l'extracteur semblent correspondre parfaitement avec le domaine de la cristallisation de la Gibbsite Al(OH)₃ et en même temps de la Goethite FeO₂H.*

II. — ESSAI SUR BASALTE

1. Altération atmosphérique (fig. 11).

a) CARACTÉRISATION PHYSIQUE ET STRUCTURALE DE LA CROÛTE D'ALTÉRATION

L'examen macroscopique des roches que l'on retire de la zone atmosphérique montre que la pellicule rouille d'altération superficielle est rarement développée sur la totalité de la surface externe. Plus généralement, elle est localisée sur les seules faces qui, soit ont été exposées en permanence à l'impact des gouttes, soit ont été recouvertes, du fait de leur position, par un film d'eau plus ou moins étendu.

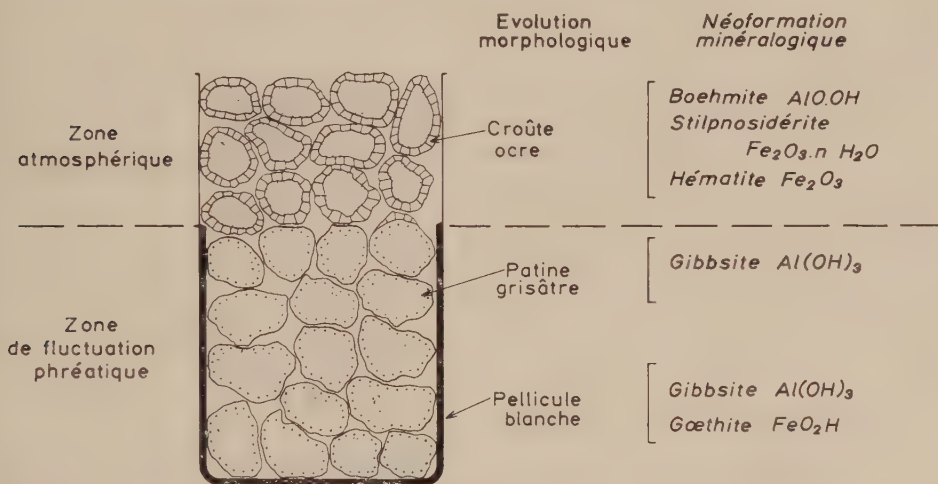


FIG. 11

Lorsque l'on scie un certain nombre de ces fragments pour examiner la progression interne de l'altération rouille, on constate alors que la croûte ocre est un peu *moins épaisse* que dans le cas de la lave de Volvic : son épaisseur moyenne ne dépasse pas en effet 2 à 3 mm. En outre, on remarque que le passage de la zone superficielle altérée à la couche sous-jacente, qui a toute l'apparence du Basalte sain, est toujours extrêmement **tranché**, de telle sorte qu'il est impossible macroscopiquement de mettre en évidence une zone intermédiaire.

Il résulte donc de ces observations préliminaires que la progression *latérale* et la pénétration *intérieure* de l'altération à partir des points initiaux semblent beaucoup plus difficiles pour le Basalte que dans le cas d'une lave scoriacée. Il est très probable d'ailleurs que ceci découle, au moins partiellement, de la compacité de la roche expérimentée.

La croûte ocre externe, dans laquelle la ferruginisation est *totale*, représente environ 5 p. 100 en poids des roches initiales. Elle a l'aspect d'un matériel poreux et friable. La trame structurale du Basalte est néanmoins conservée malgré la dispa-

rition quasi-totale des minéraux ferromagnésiens qui sont remplacés par des composés rouille isotropes. Morphologiquement et structuralement, l'enveloppe extérieure représente donc bien le faciès « pain d'épice » [A. LACROIX (1913)].

Une partie de la croûte ocre a été séparée aisément sous forme cohérente pour la mesure de la densité apparente ; le reste a été ensuite récupéré en poudre par grattage et effritement au contact des doigts. On a pu ainsi effectuer, dans les mêmes conditions que pour Volvic, un certain nombre de déterminations qui sont rassemblées dans la tableau 19.

TABLEAU 19

Enveloppes	Densité apparente d	pH	Susceptibilité magnétique massique χ [10^{-6} u.e.m C. G. S.]
Croûte ocre (E)	1,22	6,4	4 900
Zone centrale (C)	3,00	7,1	1 800

Constitution granulométrique de la croûte ocre.

Diamètre des grains (μ)	> 100 μ	100-20 μ	20-2 μ	< 2 μ
Proportions (%)	9,0	41,6	40,6	9,0

Des données de ce tableau, il résulte que :

1) la densité apparente diminue fortement dans la zone d'altération. Elle indique ici une perte de matière de **59 p. 100**, ce qui représente **plus de la moitié** des éléments initiaux de la roche-mère.

2) En même temps, la susceptibilité magnétique augmente, ce qui traduit une *concentration* des minéraux magnétiques primaires au sein de la croûte superficielle. Une proportion élevée de magnétite a été notamment mise en évidence dans la fraction 20-100 μ .

3) Les fractions granulométriques *intermédiaires* [entre 2 et 100 μ] constituent la partie essentielle (82,2 p. 100) du matériel d'altération.

L'évolution générale de chaque paramètre s'est donc faite dans le *même* sens que pour l'essai sur lave de Volvic.

b) CARACTÉRISATION MINÉRALOGIQUE

Les déterminations minéralogiques ont été réalisées par l'intermédiaire des rayons X et de l'analyse thermique différentielle sur les différentes fractions granulométriques de la croûte ocre et sur la masse totale de la zone sous-jacente.

Croûte ocre (E) :

— Dans la fraction $< 2 \mu$, on a pu mettre en évidence comme minéraux de néoformation :

. de la **Boehmite** AlO.OH bien individualisée par le spectre X [6,04 (F) — 3,16 (F) — 2,34 (m) — 1,85 (m) — 1,45 (m)]

. une petite quantité d'**Hématite** $\alpha \text{Fe}_2\text{O}_3$ par ses raies X caractéristiques [3,66 (f) — 2,69 (m) — 2,50 (m) — 1,83 (m) — 1,69 (f)]

. des hydrates ferriques amorphes : **Stilpnosidérite** $\text{Fe}_2\text{O}_3, n\text{H}_2\text{O}$, caractérisés par le crochet exothermique à 330°C . (fig. 12 : courbe 73).

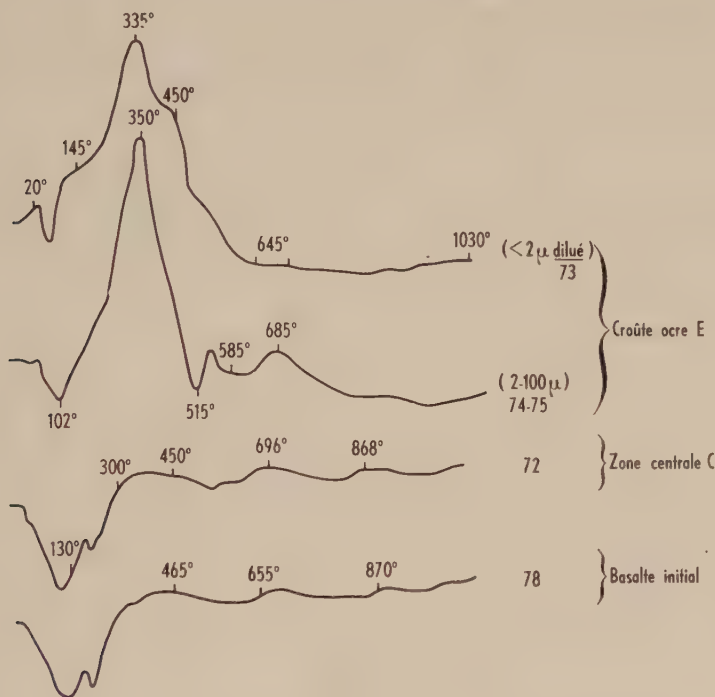


FIG. 12

— Dans la fraction $2 - 20 \mu$, la Boehmite est encore présente [spectre X — crochet endothermique à 515°C — (fig. 12 : courbe 74)] ainsi que l'Hématite (spectre X) et la Stilpnosidérite (fig. 12 : large crochet exothermique vers 350°C).

A côté, on commence à remarquer de la magnétite et quelques feldspaths.

— Dans la fraction $> 20 \mu$ enfin, il y a encore un peu de Boehmite et d'Hématite mais on remarque surtout les feldspaths et la magnétite [4,85 (m) — 2,53 (F) — 2,10 (m) — 1,62 (F) — 1,49 (F)].

Zone centrale (C) :

C'est une zone absolument saine ; tous les constituants sont les minéraux initiaux du Basalte.

Ainsi la décomposition du Basalte en Soxhlet a abouti à l'*édification* d'un certain nombre de minéraux au sein du Reliquat de l'altération. Dans le cas de l'aluminium, ce sont des HYDROXYDES du type Boehmite ; dans le cas du fer, des hydrates amorphes (Stilpnosidérite), auxquels vient s'ajouter ici un oxyde cristallisé de type Hématite.

c) ÉVOLUTION CHIMIQUE ET MINÉRALOGIQUE

L'examen comparé de la composition chimique de la croûte ocre et de la zone centrale (tabl. 20) montre que l'altération périphérique du Basalte a été très *intense*. Cette altération se traduit essentiellement par une élimination abondante de silice et en même temps par une accumulation notable d'aluminium, de fer et de titane.

TABLEAU 20

Éléments	Croûte ocre (E)	Zone centrale (C)
SiO ₂	23,4	45,2
Al ₂ O ₃	21,4	12,2
Fe ₂ O ₃	35,9	14,7
TiO ₂	8,1	4,3
MgO	5,3	8,3
CaO	3,0	11,0
Na ₂ O	1,6	2,7
K ₂ O	1,3	1,6
Total	100,0	100,0
SiO ₂ /Al ₂ O ₃	1,8	6,3
SiO ₂ /R ₂ O ₃	0,9	3,5

Le paramètre SiO₂/Al₂O₃ passe ainsi de 6,3 dans la zone centrale à 1,8 (*donc inférieur à 2*) dans la croûte externe, et le rapport SiO₂/R₂O₃ de 3,5 à 0,9.

La composition minéralogique approchée de la croûte, calculée à partir des données chimiques, met d'ailleurs en évidence une quantité relativement importante d'oxydes *libres* d'alumine, de fer et de titane (tabl. 21). Ceux-ci, qui résultent de l'accumulation géochimique résiduelle, correspondent aux divers oxydes et hydroxydes caractérisés précédemment dans la croûte d'altération.

L'enveloppe extérieure des fragments de Basalte (Reliquat) est donc constituée pondéralement par 47,9 p. 100 de minéraux primaires qui n'ont pas encore été décomposés (Résistat) et par 52,1 p. 100 de composés résiduels de néogénèse (Éluviat).

Enfin, à partir du raisonnement isovolumétrique, on peut établir aisément le bilan quantitatif de l'altération (tabl. 22).

TABLEAU 21

Constituants	Croûte ocre (E)	Zone centrale (C)
Sanidine.	7,4	9,5
Labrador.	16,0	35,5
Augite.	11,0	38,0
Olivine.	5,5	12,9
Magnétite.	8,0	3,0
Apatite.	—	1,1
Fe ₂ O ₃	26,6	—
Al ₂ O ₃	17,3	—
TiO ₂	8,2	—
Total.	100,0	100,0
Minéraux primaires (Résistat)	47,9	100,0
Oxydes libres néogènes (Éluvial)	52,1	—
Total.	100,0	100,0

TABLEAU 22

Éléments	Contenance de 1 cm ³		Différence absolue (cg) (a)	Élimination par rapport à la roche (%) (b)	Composition du lessivat atmosphérique (c)
	Zone centrale (C) (cg)	Croûte ocre (E) (cg)			
SiO ₂	135,60	28,60	— 106,00	79,5	61,0
Al ₂ O ₃	36,60	26,10	— 10,50	28,5	6,0
Fe ₂ O ₃	44,10	43,80	— 0,30	0,7	0,2
TiO ₂	12,90	9,90	— 3,00	23,0	1,7
MgO.....	24,90	6,50	— 18,40	74,0	10,5
CaO.....	33,00	3,70	— 29,30	88,5	15,4
Na ₂ O.....	8,10	1,90	— 6,20	76,5	3,3
K ₂ O.....	4,80	1,50	— 3,30	69,0	1,9
Poids de 1 cm ³ en centi- grammes.....	300,00	122,00	— 178,00	—	100,0

Ainsi l'altération du Basalte dans la zone atmosphérique des Soxhlets se traduit :

- par un lessivage important (70 à 80 p. 100 de la quantité initiale) de la silice, des alcalins et des alcalinoterreux;
- par une accumulation **totale** *in situ* du fer (99,3 p. 100) sous forme d'hydrates amorphes et d'Hématite;
- enfin par un comportement intermédiaire de l'aluminium et du titane, qui

sont partiellement exportés dans les eaux de lessivage (raisonnement isovolumétrique) et partiellement maintenus dans le Reliquat (Boehmite — Hydrates de titane).

On retrouve donc la tendance générale qui avait caractérisé l'évolution géochimique de la lave de Volvic dans la zone expérimentale supérieure. Dans ces conditions, le problème du bilan global de l'altération peut être abordé en utilisant la même méthode.

d) BILAN GÉOCHIMIQUE DE L'ALTÉRATION ATMOSPHÉRIQUE

1) Bilan global.

Le calcul isovolumétrique effectué à partir des densités apparentes indique que le Basalte initial de la zone atmosphérique a perdu au cours de l'altération 59,0 p. 100 de son contenu (Lessivat). La croûte ocre résiduelle (Reliquat) représente donc 41,0 p. 100. Mais la composition minéralogique de la croûte avait donné 47,9 p. 100 de minéraux primaires non encore altérés (Résistat) et 52,1 p. 100 de composés de néoformation (Éluviat). Si l'on ramène alors cette répartition au total de 41,0 p. 100 que représente effectivement le Reliquat par rapport à 100 de Basalte originel, on obtient 19,6 p. 100 pour le Résistat et 21,4 p. 100 pour l'Éluviat.

Dans ces conditions, la fraction de la roche réellement décomposée dans l'enveloppe externe (Hydrolysats) est de 80,4 p. 100 = [100-Résistat], ce qui constitue les 4/5 de la roche environ.

Le bilan général s'écrit donc :

$$\begin{array}{rcccl} \text{ROCHE} & = & \text{RÉSISTAT} & + & \text{HYDROLYSAT} & \text{(I)} \\ \text{(Basilte)} & & & & & \\ 100,0 & & 19,6 & & 80,4 & \end{array}$$

avec :

$$\begin{array}{rcccl} \text{HYDROLYSAT} & = & \text{ÉLUVIAT} & + & \text{LESSIVAT} & \text{(II)} \\ \text{(Fraction dé-} & & \text{(Minéraux de} & & \text{(éléments} & \\ \text{composée)} & & \text{néoformation} & & \text{lessivés)} & \\ & & \text{résiduels)} & & & \\ 80,4 & & 21,4 & & 59,0 & \end{array}$$

La répartition des éléments libérés par la décomposition correspond ainsi sensiblement aux proportions suivantes : 3/4 lessivés et 1/4 accumulé *in situ*.

On arrive ainsi à la relation globale :

BASALTE	=	RÉSISTAT	+	ÉLUVIAT	+	LESSIVAT	(III)
100,0		19,6		21,4		59,0	
		RELICUAT (Croûte)					
		41,0					

Ce bilan peut être minéralogiquement explicité de la façon suivante :

Basalte initial (100)	RELIQUAT [41,0 %]	RÉSISTAT (19,6 %)	Sanidine	3,2 %
			Labrador	6,5 %
			Augite	4,5 %
			Olivine	2,2 %
			Magnetite	3,2 %
	LESSIVAT [59,0 %]	ÉLUVIAT (21,4 %)	Al ₂ O ₃	7,1 %
			Fe ₂ O ₃	11,0 %
			TiO ₂	3,3 %

d'où le schéma général de l'évolution atmosphérique. (fig. 13).

Avant altération :

Sanidine 9.5	Labrador 36.5	Augite 38.0	Olivine 12.9	M
--------------	---------------	-------------	--------------	---

Après altération :

RÉSISTAT 19.6					HYDROLYSAT 80.4				
S	L	A	O	M	ÉLUVIAT				
RELIQUAT 4.10					LESSIVAT 59.0				

ÉLUVIAT = Al ₂ O ₃ + Fe ₂ O ₃ + TiO ₂			
21.4	7.1	11.0	3.3

FIG. 13

2) Échelle de décomposition des minéraux primaires.

L'altération du Basalte ayant été très intense, puisqu'elle a atteint 80,4 p. 100 de la roche initiale, on peut essayer pour ce matériel de déterminer la proportion dans laquelle chaque constituant minéralogique primaire s'est décomposé au cours de l'expérience. Le tableau 23 rassemble le mode de calcul et les résultats relatifs à cette étude.

Il résulte finalement de l'examen de la colonne (d) du tableau 23 que :

- 1) L'altération des minéraux ferromagnésiens et des plagioclases calciques semble particulièrement intense (supérieure à 80 p. 100.)
- 2) La décomposition des feldspaths potassiques est incontestablement plus faible.
- 3) L'évolution des minéraux magnétiques opaques paraît inexistante.

TABLEAU 23

Minéraux	Basalte initial (%) (a)	Résistat (%) (b)	Différence (%) [(a) — (b)] (c)	Proportion décomposée (%) (d)
Sanidine	9,5	3,2	6,3	66
Labrador	35,5	6,5	29,0	81
Augite	38,0	4,5	33,5	89
Olivine	12,9	2,2	10,7	83
Apatite	1,1	(non dét.)	—	(non dét.)
Magnétite	3,0	3,2	—	0
Total	100,0	19,6	79,5	—

3) Composition chimique de l'Hydrolysats et distribution générale des éléments.

La composition chimique de l'Hydrolysats d'altération est aisément évaluée à partir du Lessivat (grâce au bilan isovolumétrique) et de l'Éluviat (par l'intermédiaire de la constitution minéralogique de la croûte ocre) [relation (III)]. Cette composition est indiquée dans le tableau 24.

TABLEAU 24

Éléments	Lessivat (a)	Éluviat (b)	Hydrolysats (c)
SiO ₂	36,0	—	36,0
Al ₂ O ₃	3,5	7,1	10,6
Fe ₂ O ₃	0,1	10,9	11,0
TiO ₂	1,0	3,4	4,4
MgO	6,2	—	6,2
CaO	9,1	—	9,1
Na ₂ O	2,0	—	2,0
K ₂ O	1,1	—	1,1
Total	59,0	21,4	80,4

A partir de là, on peut, en suivant la méthode exposée pour la lave de Volvic, préciser la distribution de tous les éléments pendant l'altération (tabl. 25).

Le bilan géochimique permet ainsi de classer les différents éléments cardinaux en trois catégories suivant leur comportement **dynamique** :

1) Les éléments qui, après décomposition, sont *entièrement* lessivés. Ce sont la silice (80 p. 100 du contenu originel), les alcalins et les alcalinoterreux.

2) Le fer qui s'est accumulé *quasi-intégralement* (99 p. 100) dans le Reliquat sous forme d'Hydrates amorphes et d'Hématite.

3) L'aluminium et le titane qui ont été *partiellement* éliminés dans les eaux de lessivage. La proportion accumulée *in situ* sous forme de Boehmite AlOOH et

d'Hydrates amorphes TiO_2 , $n\text{H}_2\text{O}$ représente néanmoins respectivement 67 p. 100 et 77 p. 100 du total libéré par hydrolyse.

TABLEAU 25

Éléments	Zone centrale (a)	Hydrolysats (b)	Proportion d'élément hydrolysé (%) (c)	Proportion d'élément lessivé (%) (d)	Différence = Proportion d'élément accumulé (%) (e)
SiO_2	45,2	36,0	79,5	79,5	—
Al_2O_3	12,2	10,6	87,0	28,5	58,5
Fe_2O_3	14,7	11,0	75,0	0,7	74,3
TiO_2	4,3	4,4	100,0	23,0	77,0
MgO	8,3	6,2	74,0	74,0	—
CaO	11,0	9,1	83,5	83,5	—
Na_2O	2,7	2,0	76,5	76,5	—
K_2O	1,6	1,1	69,0	69,0	—
Total	100,0	80,4	—	—	—

Les caractéristiques géochimiques de l'altération du Basalte en zone atmosphérique correspondent donc sensiblement à celles mises en évidence dans l'expérience précédente réalisée à partir de la lave de Volvic.

2. Évolution dans la zone de fluctuation phréatique (fig 11)

La *pellicule blanche* qui s'est régulièrement déposée à partir du 3^e mois sur la paroi de verre du manchon phréatique (cf. cliché VI p. 51) a été partiellement récupérée pendant le 8^e mois afin de procéder à une étude minéralogique. Le spectre X (fig. 14) a indiqué alors la présence exclusive de **Gibbsite** [G. PEDRO (1958)] : raies à 4,81 (F) — 4,34 (m) — 3,19 (m) — 2,45 (f) — 2,38 (m) — 2,25 (f).

La composition chimique rappelée ci-contre :

$\text{H}_2\text{O}(+)$	= 30,3 p. 100
Al_2O_3	= 69,7 p. 100
Fe_2O_3	= traces
SiO_2	= néant
	100,0 p. 100

a permis en outre d'évaluer la teneur en Gibbsite par comparaison avec le minéral pur [$\text{H}_2\text{O} = 34,6$ p. 100 — $\text{Al}_2\text{O}_3 = 65,4$ p. 100]. On trouve ainsi 88 p. 100 du produit total.

La récupération définitive effectuée à la fin de l'essai a conduit à une nouvelle étude aux rayons X. Un spectre de **Gibbsite** bien cristallisée (fig. 15) a été encore obtenu : raies à 4,80 (F) — 4,33 (m) — 3,17 (m) — 2,45 (m) — 2,38 (m) — 2,25 (m)

— 2,04 (m) — 1,90 (m) ... mais une petite quantité de **Goethite** FeO_2H était en même temps mise en évidence par la présence de raies caractéristiques : 4,17 (mf) — 2,98 (f) — 2,69 (f) — 2,54 (m) — 2,41 (f) — 1,97 (m) [cf. tableau de référence 16 p. 65]

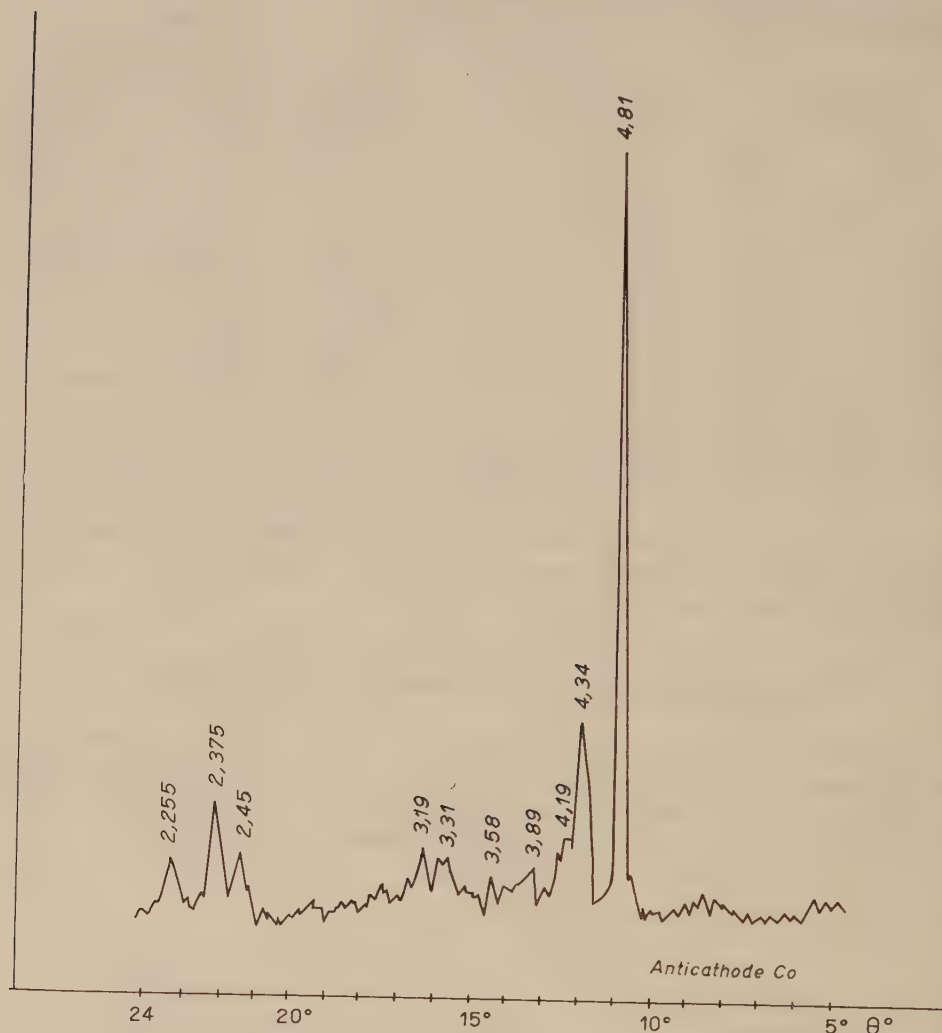


FIG. 14

Le dépôt final du manchon est donc constitué, comme dans le cas de la lave de Volvic, par de la Gibbsite associée à un peu de Goethite.

* * *

Les fragments de Basalte situés dans la zone phréatique, initialement noirs et compacts, apparaissent, à la fin de l'expérience, gris-beige et fragiles sur une épaisseur de 2 mm environ. Ils ne présentent au demeurant aucune trace de ferrugini-sation, *quelle que soit leur position par rapport au niveau du siphon.*

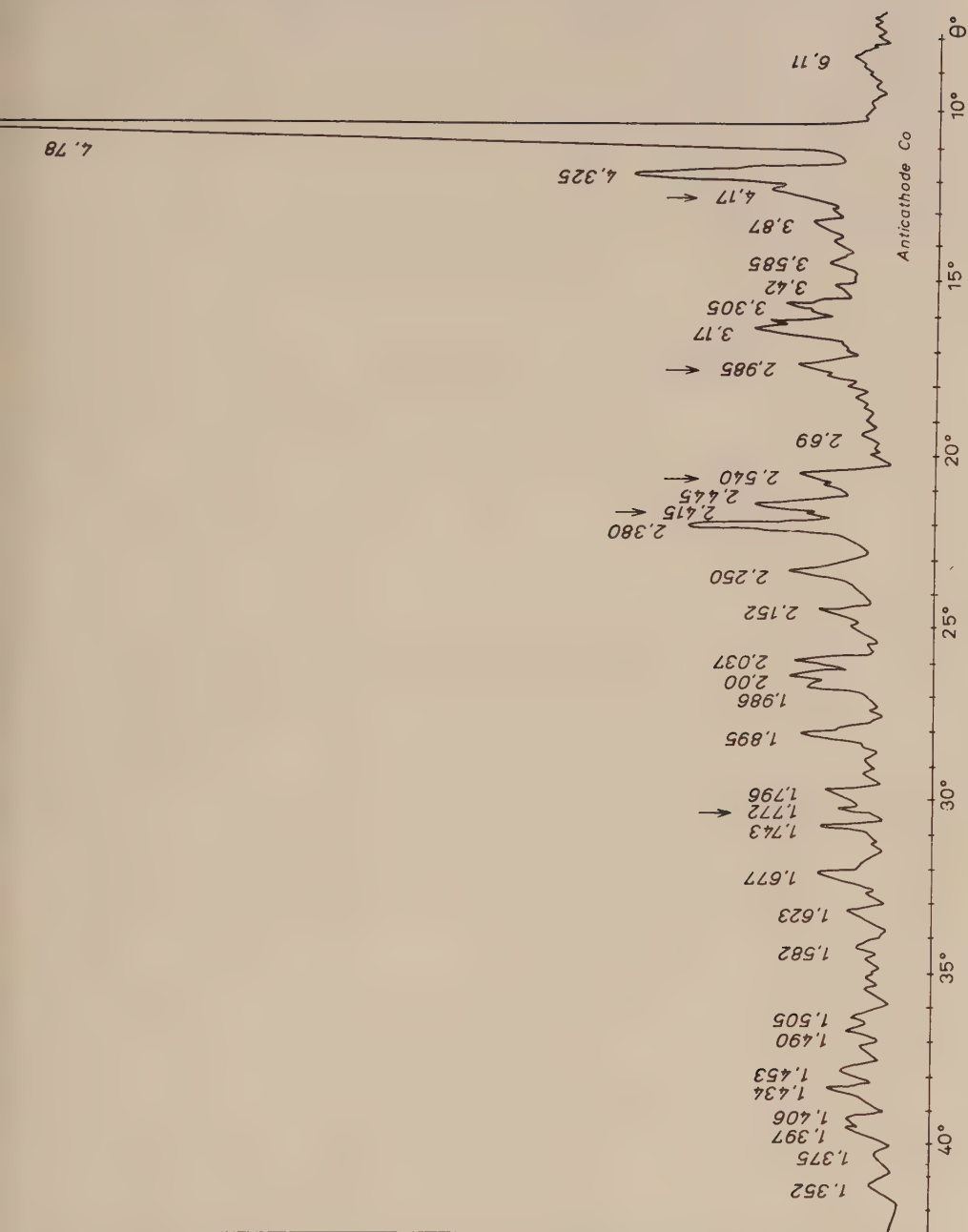


Fig. 15

La patine superficielle (P) a été séparée au burin et analysée. Le tableau 26 rassemble les diverses déterminations ainsi que celles effectuées, à titre de comparaison, sur la zone sous-jacente (S).

L'étude minéralogique met en évidence dans la croûte externe de la **Gibbsite** caractérisée par les raies X à 4,80 (f) — 2,45 (m) — 2,35 (f) — 1,78 (f) et par le crochet endothermique à 300°C (fig. 16 : courbe 76).

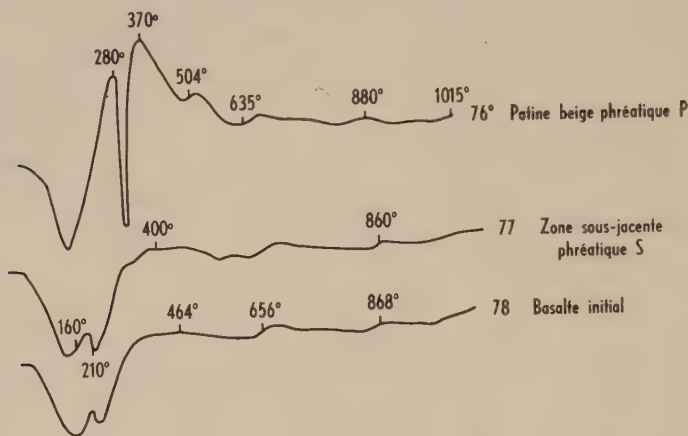


FIG. 16

TABLEAU 26

Éléments	Patine (P)	Zone sous-jacente (S)
SiO ₂	39,2	44,9
Al ₂ O ₃	17,3	12,1
Fe ₂ O ₃	19,6	15,1
TiO ₂	5,3	4,0
MgO	7,0	8,2
CaO	7,9	11,3
Na ₂ O	2,0	2,6
K ₂ O	1,7	1,8
Total	100,0	100,0
SiO ₂ /Al ₂ O ₃	3,8	6,3
SiO ₂ /R ₂ O ₃	2,2	3,5
Densité apparente	2,6	3,0
Susceptibilité magnétique massique χ [10 ⁻⁶ uem C.G.S] ...	1 600	1 800

Les remarques développées lors de l'étude de l'expérience Volvic (p. 67) restent valables dans ce cas : comme de l'aluminium a été lessivé à partir des fragments de la zone supérieure, il est probable que l'on se trouve ici dans un milieu où l'accumulation est, au moins partiellement, de type ABSOLU. Le calcul isovolumétrique, appliqué à la patine externe (P) conduit, dans ces conditions, à un bilan qui ne tra-

duit pas simplement la décomposition en zone phréatique mais qui est la résultante des éliminations et des apports extérieurs. La perte brute représente au total 13,3 p. 100 et se répartit de la façon indiquée dans le tableau 27.

TABLEAU 27

Éléments	Contenance de 1 cm ³		Différence absolue (cg)	Élimination par rapport à la roche (%)
	Zone sous-jacente (S) (cg)	Patine (P) (cg)		
SiO ₂	134,7	102,0	— 32,7	24,5
Al ₂ O ₃	36,3	45,2	+ 8,9	—
Fe ₂ O ₃	45,3	50,9	+ 5,6	—
TiO ₂	12,0	13,4	+ 1,4	—
MgO	24,6	18,2	— 6,4	26,0
CaO	33,9	20,7	— 13,2	39,2
Na ₂ O	7,8	5,2	— 2,6	33,4
K ₂ O	5,4	4,4	— 1,0	18,5
Poids de 1 cm ³ en centigrammes	300,0	260,0	— 40,0	—

Le bilan global isovolumétrique met ainsi en évidence :
— une élimination de la silice et des cations basiques (*) ;
— une permanence du fer et du titane au sein de la roche ;
— une augmentation de la teneur en alumine (126 p. 100) qui apparaît sous forme de **Gibbsite**.

On retrouve donc, pour la zone phréatique de l'expérience « Basalte », une évolution géochimique comparable à celle obtenue précédemment à partir de la lave de Volvic.

L'examen du dernier essai effectué sur Granite, roche structuralement et chimiquement différente, présente de ce fait un intérêt encore plus grand pour la recherche des conditions générales qui déterminent ce type d'altération.

III. — ESSAI SUR GRANITE

1. Altération atmosphérique.

a) CARACTÉRISATION GÉNÉRALE DU CORTEX D'ALTÉRATION

La décomposition des fragments de la zone atmosphérique est apparemment moins spectaculaire que dans le cas des roches microlitiques, du fait de l'absence d'une croûte extérieure *uniformément ocre* (cf. p. 51). Il y a bien aussi ferruginisation superficielle, mais celle-ci est *localisée* à l'emplacement des paillettes de biotite et dans les environs immédiats. Les feldspaths par contre restent blancs : ils ont perdu

cependant leur éclat naturel et sont devenus *poreux*. Quant aux grains de quartz, ils sont hyalins et luisants comme dans le Granite initial.

Par suite de la structure *grenue* du matériel, il n'y a donc pas eu formation en surface d'une croûte ferrugineuse homogène, mais apparition d'une sorte de **cortex spongieux** (F) qui donne à l'enveloppe externe un aspect de « pierre ponce » caractéristique [A. LACROIX (1913)].

Le passage de la couche altérée à la zone saine est toujours *insensible* et *progressif* de telle sorte qu'il a été impossible, d'une part de déterminer la proportion de roche intensément décomposée au cours de l'expérience et d'autre part d'isoler une esquille cohérente suffisamment représentative pour mesurer la densité apparente du cortex. On a pu seulement récupérer une certaine quantité de produits altérés par grattage *superficiel*, afin de procéder aux diverses déterminations.

L'étude *granulométrique* n'a pu être effectuée comme dans les essais antérieurs. En effet, si le cortex a perdu une partie de sa cohésion originelle, il n'en est pas pour autant devenu friable au point que ses divers constituants se séparent d'eux-mêmes au contact des doigts. Dans ces conditions, la granulométrie effectuée sur la poudre récupérée lors de la séparation mécanique n'aurait eu aucune signification *réelle*.

La *susceptibilité magnétique* a augmenté largement puisqu'elle est passée de 29.10^{-6} à 320.10^{-6} u.e.m. CGS/g. Elle est donc 11 fois plus importante dans l'enveloppe altérée que dans le Granite sain, ce qui est considérable par rapport aux valeurs obtenues dans le cas des roches volcaniques : respectivement 1,8 et 2,7 fois la valeur initiale pour Volvic et le Basalte (cf. p. 54 et p. 70). On a donc là une augmentation assez difficile à interpréter si l'on fait appel au *seul* effet de concentration des minéraux magnétiques initiaux ; il semble possible dans ces conditions qu'il y ait eu formation d'oxydes magnétiques *secondaires* et en particulier de $\gamma \text{Fe}_2\text{O}_3$ [E. LE BORGNE (1955)]. Mais leur existence reste naturellement à prouver.

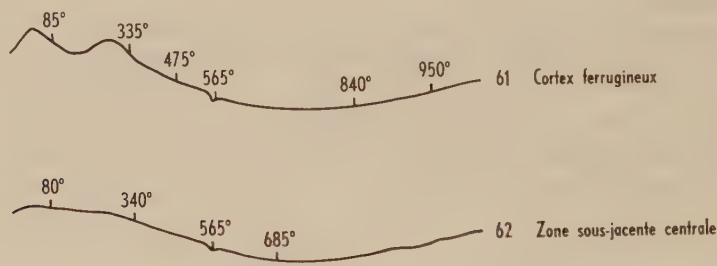


FIG. 17

La *caractérisation minéralogique* a été effectuée en utilisant les techniques de détermination habituelles. L'examen aux rayons X portant sur le cortex ferruginisé *global* n'a pas fait apparaître de minéraux de néoformation cristallisés. Mais la courbe d'analyse thermique (fig. 17 : courbe 61) met en évidence une petite quantité d'hydrates ferriques *amorphes* (discret crochet exothermique vers 320°C). Cet examen est toutefois *insuffisant* car il porte sur une poudre qui résulte d'un broyage du cortex, c'est-à-dire sur un matériel dans lequel les minéraux de néogenèse « éventuels » sont obligatoirement dilués. Il était donc nécessaire d'extraire par une méthode appropriée les constituants fins de la croûte *qui résultent réellement de l'altération*. Pour cela, on a agité, pen-

dant un petit moment dans un grand mortier de porcelaine, deux fragments provenant de la zone atmosphérique en présence d'une eau légèrement alcalinisée par une goutte d'ammoniaque (afin de favoriser la dispersion). On a recueilli ainsi une certaine quantité de produits fins « naturels » qui dans l'ensemble ne résultent pas d'un effet de broyage. La même opération a d'ailleurs été réalisée *simultanément* sur du Granite frais, à titre de référence.

TABLEAU 28

Éléments	Cortex (F)	Zone centrale (C)
SiO ₂	66,1	66,7
Al ₂ O ₃	15,1	14,2
Fe ₂ O ₃ ⁽¹⁾	8,8	7,3
MgO	1,7	1,9
CaO	1,7	2,2
Na ₂ O	2,8	3,5
K ₂ O	3,8	4,2
Total	100,0	100,0
SiO ₂ /Al ₂ O ₃	7,4	8,0
SiO ₂ /R ₂ O ₃	5,5	6,0
Densité apparente	(2,1) ⁽²⁾	2,5
Susceptibilité magnétique massique χ [10 ⁻⁶ u.e.m. C.G.S.]	320	29

(1) Comprenant TiO₂.

(2) Déterminée indirectement en appliquant le raisonnement isofer (cf. texte).

TABLEAU 29

Constituants	Cortex (F)	Zone centrale (C)
Quartz	31,9	26,1
Orthose	12,1	15,6
Oligoclase	29,9	40,2
Biotite	17,5	15,4
Minéraux	3,2	2,7
Al ₂ O ₃	3,6	—
Fe ₂ O ₃	1,7	—
Total	100,0	100,0
Minéraux primaires (Résistat)	94,7	100,0
Oxydes libres néogènes (Éluviat)	5,3	—
Total	100,0	100,0

Les spectres X font alors apparaître sur les matériaux provenant du cortex superficiel un certain nombre de raies : 6,10 (m) — 2,33 (f) — 1,85 (mf), qui disparaissent après chauffage à 500°C. Ces raies, absentes du Granite de référence, traduisent inconstamment la présence d'une petite quantité de **Boehmite**.

La *composition minéralogique* (tabl. 29), déterminée par la méthode habituelle à partir des données chimiques (tabl. 28), montre alors que le cortex d'altération (Reliquat) est constitué *pondéralement* par 94,7 p. 100 de minéraux primaires non décomposés (Résistat) et par 5,3 p. 100 d'oxydes **libres** d'alumine et de fer (Éluviat). Ces derniers correspondent ainsi à la Boehmite et à la Stilpnosiderite mises en évidence au cours de l'étude minéralogique.

b) BILAN GÉOCHIMIQUE DE L'ALTÉRATION ATMOSPHÉRIQUE

Il a été impossible, dans cet essai, d'appliquer *directement* le raisonnement isovolumétrique habituel puisque la densité apparente de l'enveloppe externe n'a pu être mesurée. On a donc été amené à utiliser une méthode **indirecte** basée essentiellement sur l'hypothèse du *maintien intégral* du fer au sein de la croûte externe. C'est là d'ailleurs une hypothèse vraisemblable étant donné que les deux expériences précédentes, conduites dans les mêmes conditions, ont montré la quasi-immobilité de cet élément au cours de l'altération atmosphérique. (vide infra p. 94) De cette manière, on a pu tout d'abord *calculer* la densité apparente du cortex à partir de la densité apparente du Granite sain (2,5) en appliquant le **raisonnement « isofer »** (on trouve alors 2,1), puis établir un bilan isovolumétrique comme dans les essais antérieurs. Le tableau 30 rassemble les résultats obtenus dans le cas du Granite.

TABLEAU 30

Éléments	Contenance de 1 cm ³		Différence absolue (cg)	Élimination par rapport à la roche (%)	Composition du lessivat atmosphérique (%)
	Zone centrale (C) (cg)	Cortex (F) (cg)			
SiO ₂	167,0	139,0	— 28,0	16,8	69,5
Al ₂ O ₃	35,5	32,4	— 3,1	8,8	7,5
Fe ₂ O ₃	18,2	18,2	—	—	—
MgO.....	4,7	3,6	— 1,1	23,5	3,0
CaO.....	5,5	3,6	— 1,9	34,5	5,0
Na ₂	8,7	5,9	— 3,0	34,5	7,5
K ₂ O.....	10,5	7,6	— 2,9	27,5	7,5
Poids de 1 cm ³ en centigrammes.....	250,0	210,0	— 40,0	—	100,0

Ainsi, en admettant le maintien intégral du fer au cours de l'altération, on peut mettre en évidence :

— l'élimination régulière de la silice, des alcalins et des alcalinoterreux.

— le comportement intermédiaire de l'alumine qui a été lessivée pour une part et s'est accumulée sous forme de **Boehmite** pour une autre part.

La tendance générale de l'altération atmosphérique développée sur un Granite est donc bien *identique* à celle qui avait été précisée antérieurement dans le cas des roches microlitiques.

*
* *

La quantité totale d'éléments perdus par le Granite au cours de la décomposition atmosphérique a été déterminée grâce au raisonnement isovolumétrique « indirect » : c'est le Lessivat qui correspond à 16,0 p. 100 du contenu initial. Le cortex spongieux superficiel ou Reliquat d'altération représente donc la différence, soit 84,0 p. 100. Or, nous connaissons la composition minéralogique centésimale de ce cortex (tabl. 29), qui est constitué par 94,7 p. 100 de minéraux primaires (Résistat) et par 5,3 p. 100 de composés de néoformation (Éluviat). En ramenant alors à 84,0 p. 100 que représente effectivement le Reliquat par rapport à 100 de Granite originel, on obtient la répartition véritable : 79,5 p. 100 pour le Résistat et 4,5 p. 100 pour l'Éluviat.

La fraction de Granite qui a été réellement décomposée dans l'enveloppe externe (Hydrolysat) est donc de 20,5 p. 100 = $100 - \text{Résistat}$, ce qui constitue le 1/4 de la roche environ.

Le bilan général s'écrit ainsi :

$$\begin{array}{rcll} \text{ROCHE} & = & \text{RÉSISTAT} + \text{HYDROLYSAT} & \text{(I)} \\ \text{(Granite)} & & & \\ 100,0 & & 79,5 \qquad 20,5 & \end{array}$$

avec :

$$\begin{array}{rcll} \text{HYDROLYSAT} & = & \text{ÉLUVIAT} + \text{LESSIVAT} & \text{(II)} \\ & & \text{(Néoformation} & \text{(Éléments)} \\ & & \text{résiduelle)} & \text{lessivés)} \\ 20,5 & & 4,5 \qquad 16,0 & \end{array}$$

La relation (II) montre que la répartition des éléments libérés par l'altération s'établit comme suit : 3/4 lessivés et 1/4 accumulé *in situ*.

On arrive finalement au bilan global :

GRANITE	=	RÉSISTAT	+	ÉLUVIAT	+	LESSIVAT	(III)
100,0		79,5		4,5		16,0	
		RELIQUAT (Cortex)					
		84,0					

Ce bilan explicité conduit à la répartition minéralogique et à la représentation schématique suivante (fig. 18) :

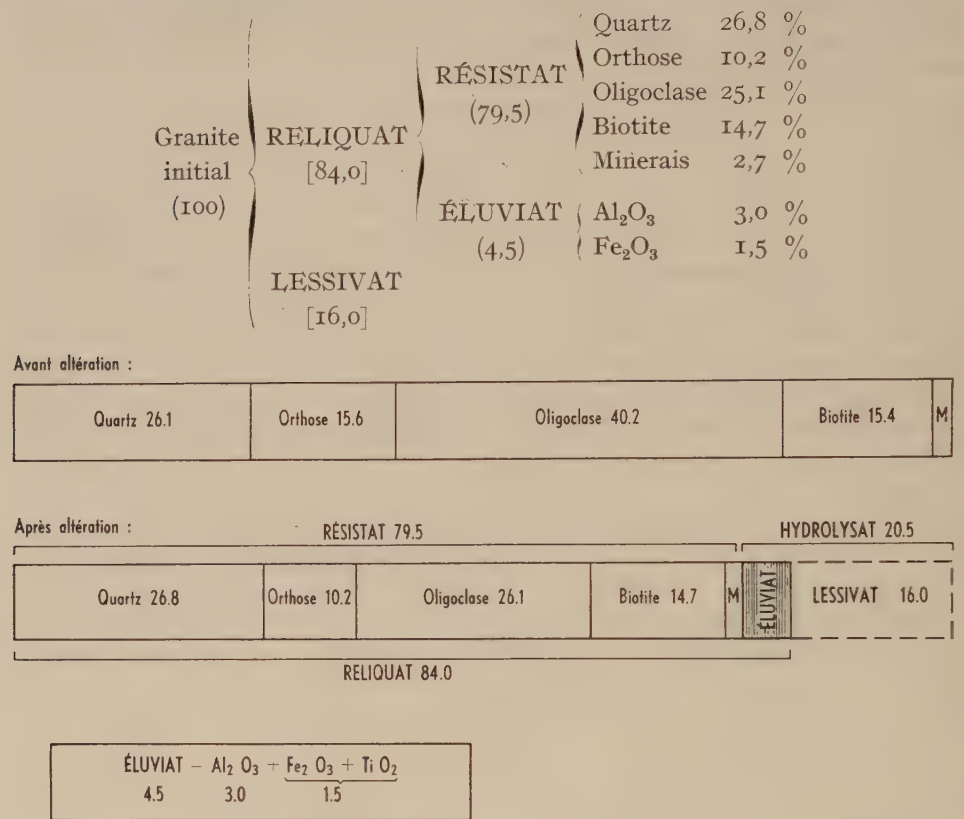


FIG. 18

On peut maintenant évaluer la *composition chimique de l'Hydrolysats* en partant de la composition du Lessivat, qui est déterminée grâce au bilan isovolumétrique et de la composition de l'Éluviat, qui découle de la constitution minéralogique du cortex superficiel (tabl. 31).

TABEAU 31

Éléments	Lessivat (a)	Éluviat (b)	Hydrolysats (c)
SiO ₂	11,1	—	11,1
Al ₂ O ₃	1,2	3,0	4,2
Fe ₂ O ₃	—	1,5	1,5
MgO	0,5	—	0,5
CaO	0,8	—	0,8
Na ₂ O	1,2	—	1,2
K ₂ O	1,2	—	1,2
Total	16,0	4,5	20,5

A partir de ce résultat, il est alors aisé de préciser la *distribution générale* de tous les éléments en utilisant la méthode indiquée dans les deux expériences précédentes (tabl. 32).

Ainsi, mis à part le fer dont l'accumulation intégrale a été posée comme hypothèse de calcul, le bilan géochimique permet de déterminer le comportement dynamique des différents éléments libérés au cours de la décomposition.

TABLEAU 32

Éléments	Zone centrale (a)	Hydrolysats (b)	Proportion d'élément hydrolysé (%) (c)	Proportion d'élément lessivé (%) (d)	Différence = Proportion d'élément accumulé (e)
SiO ₂	66,7	11,1	16,8	16,8	—
Al ₂ O ₃	14,2	4,2	29,5	8,8	20,7
Fe ₂ O ₃	7,3	1,5	20,5	—	20,5
MgO.....	1,9	0,5	23,5	23,5	—
CaO.....	2,2	0,8	34,5	34,5	—
Na ₂ O.....	3,5	1,2	34,5	34,5	—
K ₂ O.....	4,2	1,2	27,5	27,5	—
Total.....	100,0	20,5	—	—	—

Ceux-ci se répartissent essentiellement en 2 catégories :

— La 1^{re} comprend les éléments qui sont *totale*ment lessivés. C'est le cas de la silice, des alcalins et des alcalinoterreux.

— La 2^e est constituée uniquement par l'aluminium qui a un comportement *mixte* : il est en effet partiellement éliminé dans les eaux de lessivage (30 p. 100) et partiellement accumulé (70 p. 100) dans le Reliquat sous formes d'hydroxyde de type **Boehmite**.

*
* *

En conclusion, le Granite soumis à l'altération atmosphérique a subi une évolution géochimique **analogue** à celle des autres types de roches utilisées au cours de cette expérience, en particulier à celle du Basalte qui pourtant constitue le pôle chimique *opposé*.

C'est là un résultat expérimental essentiel si l'on veut éclaircir le problème de l'interaction des paramètres pétrographiques et des facteurs climatiques dans les phénomènes de décomposition.

Remarque : Comme il est difficile d'être certain de la représentativité du cortex superficiel récupéré par grattage, il ne faut pas attribuer aux évaluations *quantitatives* de cet essai la même rigueur que celle qui s'attachait aux données similaires des essais sur roches microlitiques. En effet la structure du Granite, dont les grains sont de taille relativement importante (1 à 2 mm) par rapport aux microlites, ne se prête

pas à une séparation précise de l'enveloppe externe. Il aurait ainsi suffi d'incorporer une particule entière de quartz située à la limite de la zone altérée pour provoquer des variations sensibles dans la composition chimique du Reliquat. Les résultats ont néanmoins été indiqués, car ils constituent des points de repère qui sont toujours très utiles lors d'une étude à caractère synthétique.

2. Évolution dans la zone de fluctuation phréatique

Une différence fondamentale apparaît aussitôt entre l'expérience sur Granite et les essais effectués à partir des roches microlitiques, lorsque l'on étudie l'évolution dans la zone située au-dessous du niveau du siphon : en effet, dans le cas du Soxhlet « Granite », *il n'y a pas eu, même après 26 mois d'expérience, de pellicule blanche déposée sur la paroi de verre du manchon phréatique.*

En outre, les fragments de roche disposés dans cette zone sont restés cohérents ce qui les distingue des fragments altérés de la zone atmosphérique : les feldspaths sont un peu plus ternes que dans un Granite sain mais les micas sont encore noirs et brillants à la fin de l'essai, sauf dans la partie supérieure de la zone phréatique où ils ont subi une ferruginisation partielle (cf. p. 52). On a essayé quand même de récupérer la fraction fine « naturelle » de la surface des fragments en utilisant la technique de malaxage en présence d'eau ammoniacale : les quelques produits obtenus n'ont donné aux rayons X aucune raie caractéristique de minéraux de néogénèse. On a alors séparé au burin l'enveloppe extérieure : celle-ci, du fait de la cohésion du matériel, ne peut, en aucun cas, être considérée comme représentative et servir de base aux diverses études chimiques. Aussi l'a-t-on seulement fait passer, après pulvérisation, à l'analyse thermique différentielle pour pouvoir éventuellement mettre en évidence des composés amorphes. La courbe obtenue n'a présenté aucune modification par rapport à celle du Granite sain.

La zone de fluctuation phréatique apporte ainsi peu de choses dans ce dernier cas. Elle montre simplement que :

1) L'altération du Granite en dessous du niveau du siphon est *très faible* par rapport à la décomposition obtenue dans la partie atmosphérique.

2) L'alumine exportée de la zone supérieure ne se dépose pas, même partiellement, au sein de la zone phréatique comme cela avait été le cas dans les deux autres essais. Les conditions qui régissent dans cette partie de l'extracteur ne doivent donc pas correspondre à celles qui président généralement à l'individualisation de la Gibbsite bien cristallisée.

CHAPITRE III

ÉTUDE DE L'ALTÉRATION EXPÉRIMENTALE EXAMEN DES LESSIVATS DE LA DÉCOMPOSITION

Les éléments chimiques évacués au cours de la décomposition expérimentale des roches ont été systématiquement recueillis dans le récepteur inférieur des Soxhlets et constituent le Lessivat des essais. Naturellement, c'est un Lessivat *global* dont il s'agit, puisqu'il est la *résultante* non seulement des migrations consécutives à l'altération en zone atmosphérique et en zone phréatique mais encore des éliminations dues à l'action constante de l'eau chaude sur les parois de verre de l'extracteur et du ballon. Néanmoins, il permet d'obtenir un certain nombre de données sur les phénomènes de décomposition qui vont compléter les résultats obtenus antérieurement au cours de l'étude sur les Reliquats d'altération.

I. — ÉTUDE GÉNÉRALE DU LESSIVAT D'ALTÉRATION

1. Détermination du taux de lessivage.

Nous avons appelé **taux de lessivage réel** la *quantité totale d'éléments chimiques éliminés en solution au cours de l'altération, rapportée au poids initial de la roche mère.*

La récupération périodique des lessivats expérimentaux concentrés à été effectuée

TABLEAU 33

Volume total du lessivage (litres)	Poids cumulés du résidu sec (en mg)		
	Volvic	Basalte	Granite
100	750	840	250
150	1 250	1 140	380
200	1 820	1 610	470
250	2 210	2 015	590
300	2 660	2 460	680
350	3 200	2 855	820
450	4 000	3 705	990

en général chaque fois que le drainage représentait un volume global de 50 litres cf. p. 50). Cette opération a donc permis de suivre le rythme de l'élimination pour les trois types de roches : il suffisait en effet, à chaque transvasement, de peser le résidu sec obtenu par dessiccation du liquide opalescent à l'étuve à 105°C. Les données recueillies régulièrement pendant les 450 premiers litres de l'expérience ont été rassemblées dans le tableau 33.

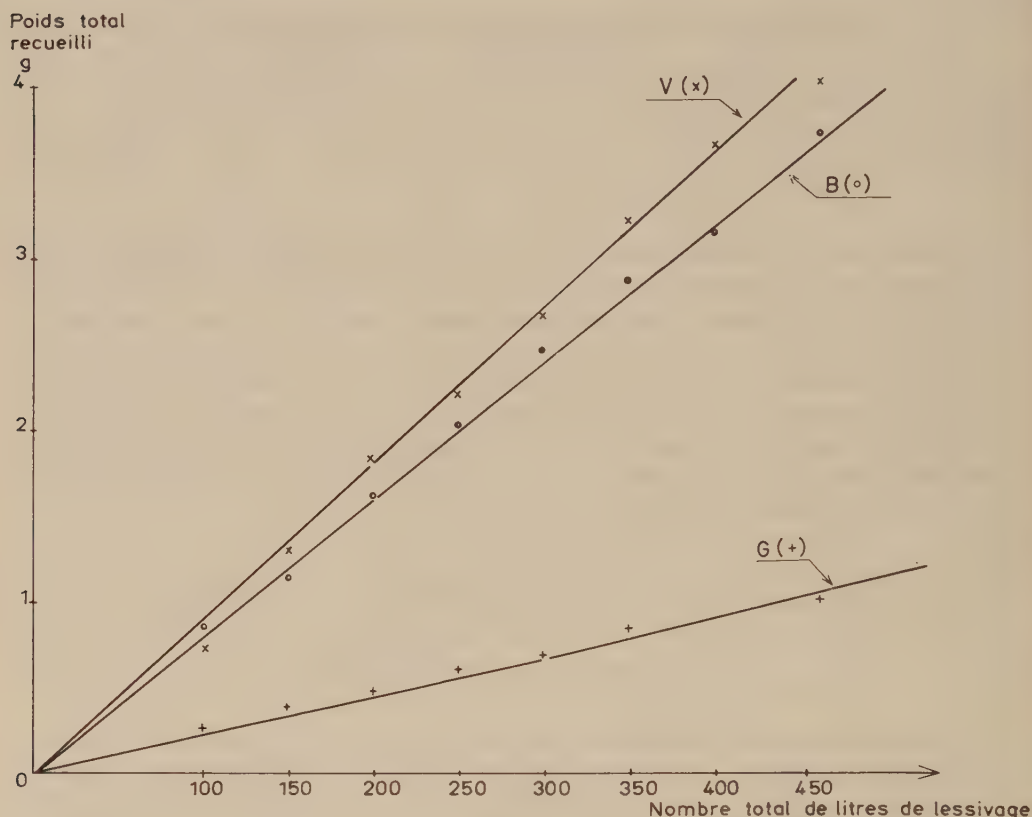


FIG. 19

Le graphique constitué à partir des données précédentes (fig. 19) permet ainsi de constater que l'élimination est *constante* quel que soit le matériel pétrographique utilisé, mais que la quantité d'éléments lessivés varie avec le type de roche. Elle a été en effet de 9,0 mg/l pour la lave de Volvic, de 8,0 mg/l pour le Basalte et de 2,2 mg/l dans le cas du Granite.

Des sondages effectués de temps à autre ultérieurement ont montré qu'il en a été ainsi tout le long de l'expérience. Dans ces conditions, le rythme de l'élimination a bien été invariable au cours de l'altération.

Cependant, pour la détermination du taux de lessivage, il était nécessaire de ne pas tenir compte de l'eau de constitution des lessivats, puisque celle-ci n'intervient pas dans les roches originelles. Aussi tous les calculs ultérieurs ont été réalisés

sur les résidus *calcinés* des suspensions (cf. courbes de thermobalance — fig. 20 — p. 97). On obtient alors les résultats nets du tableau 34.

TABLEAU 34

Essais	Volvic	Basalte	Granite	Témoin vide (T ₁)
Poids de roche au départ (g)	215	300	200	—
Intensité de l'élimination totale (mg/l).....	7,9	7,0	2,0	0,2
Intensité de l'élimination (mg/l) pour 100 de roche	3,7	2,4	1,0	—

A partir de là, connaissant le volume global du lessivage, on a pu, pour chaque roche et en tenant compte de la valeur donnée par le Témoin (T₁), déterminer d'abord la quantité totale lessivée, puis le taux de lessivage réel. Enfin, pour comparer les trois roches en valeur absolue, on a évalué le taux de lessivage correspondant à un *même* volume de l'écoulement (**taux de lessivage absolu**), ce qui est aisé puisque l'élimination a été constante au cours de l'expérience. Le calcul effectué pour un volume de 1 950 litres (ce qui correspond au drainage total de l'essai sur Granite) a montré que ce dernier paramètre était respectivement de 7,0 ; 4,5 et 1,8 dans le cas de Volvic, du Basalte et du Granite (tabl. 35). La lave de Volvic a donc été la roche la plus sensible au lessivage (1,5 fois plus que le Basalte) et le Granite, le matériel le plus résistant (4 fois plus que Volvic).

TABLEAU 35

Essais	Volvic	Basalte	Granite
Volume total du lessivage (litres).....	1450	1650	1950
Poids total lessivé après correction (g)	11,2	11,3	3,6
Taux de lessivage réel (% roche initiale).....	5,2	3,8	1,8
Taux de lessivage <i>absolu</i> (% roche initiale et pour 1 950 litres)	7,0	4,5	1,8

En conclusion, l'évaluation quantitative des lessivats a permis de mettre en évidence un résultat fondamental pour l'étude des phénomènes d'altération : *l'intensité de l'élimination a été, dans les conditions de l'expérience, constante et spécifique pour chaque type de roche*. Ce fait, joint à l'importance de la masse de roches altérées, montre que, contrairement à bien des essais antérieurs, il ne s'agit pas ici de phénomènes affectant des fractions plus ou moins modifiées par la préparation des échan-

tillons ; c'est bien un comportement global de chaque roche qui semble avoir été réalisé. Naturellement, si l'expérience se poursuivait jusqu'à la transformation totale du matériel traité, il faudrait s'attendre à voir les coefficients diminuer du fait des profondes modifications qui apparaîtraient alors dans le milieu en évolution.

2. Composition chimique des eaux de lessivage

L'analyse chimique a été effectuée sur des lessivats *partiels* correspondant à trois périodes de drainage : [0 — 450 litres], [450 — 1 000 litres], [1 000 — Arrêt], dans le cas des roches microlitiques et à deux périodes [0 — 1 000 litres], [1 000 — 1 950 litres (arrêt)] pour le Granite où l'intensité de l'élimination était moins prononcée.

TABLEAU 36

	Période de lessivage	I [0-450 litres]	II [450-1 000 litres]	III [1 000-1 450 litres]
Volvic	SiO ₂	69,1	74,0	74,9
	Al ₂ O ₃	17,5	13,0	11,5
	Fe ₂ O ₃	traces	traces	traces
	MgO	0,6	0,9	0,9
	CaO	3,8	3,3	3,3
	Na ₂ O	6,4	6,5	7,1
	K ₂ O	2,6	2,3	2,3
	Total	100,0	100,0	100,0
	Périodes de lessivage	I [0-450 litres]	II [450-1 000 litres]	III [1 000-1 450 litres]
Basalte	SiO ₂	67,8	66,1	69,9
	Al ₂ O ₃	11,8	13,3	12,0
	Fe ₂ O ₃	traces	traces	traces
	MgO	2,1	1,8	2,0
	CaO	5,3	5,1	5,4
	Na ₂ O	9,8	9,8	5,7
	K ₂ O	4,2	3,9	3,2
	Total	100,0	100,0	100,0
	Périodes de lessivage	I [0-1 000 litres]		II [1 000-1 950 litres]
Granite	SiO ₂	77,2		76,0
	Al ₂ O ₃	8,2		7,8
	Fe ₂ O ₃	traces		traces
	MgO	1,2		0,8
	CaO	3,0		2,5
	Na ₂ O	7,5		9,5
	K ₂ O	2,9		3,4
	Total	100,0		100,0

Elle a été réalisée en même temps sur le produit global obtenu dans le Soxhlet « Témoin » (T_1) ce qui a permis de calculer, par litre d'écoulement, la quantité d'éléments extraits à partir du verre Pyrex constituant l'appareil. [tableau. 38 — colonne (4)]. La répartition des éléments dans les différents lessivats a donc pu être évaluée correctement pour chaque période de drainage (résultats indiqués dans le tableau 36). On constate ainsi que la composition des eaux de lessivages pour chaque type de roche est restée pratiquement *constante* pendant toute la durée des expériences.

TABLEAU 37

	Éléments	Volvic	Basalte	Granite
Lessivat moyen	SiO ₂	72,7	67,6	76,6
	Al ₂ O ₃	14,0	12,4	8,0
	Fe ₂ O ₃	traces	traces	traces
	MgO	0,8	1,9	1,0
	CaO	3,4	5,2	2,8
	Na ₂ O	6,7	9,2	8,5
	K ₂ O	2,4	3,7	3,1
	Total	100,0	100,0	100,0
	SiO ₂ /Al ₂ O ₃	8,8	9,1	16,2
	$\frac{\text{SiO}_2}{[\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{MgO}]}$	7,7	6,6	12,0
Roche	$L = \frac{\text{SiO}_2}{\text{MgO} + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}}$	5,6	3,5	5,4
	$R = \frac{\text{SiO}_2 \text{ combiné}}{\text{MgO} + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}}$	3,3	1,5	3,5

Les données précédentes nous conduisent en outre à déterminer, dans le cas des trois essais, la composition centésimale du lessivat moyen (tabl. 37), la répartition pondérale par litre de lessivage (tabl. 38), et enfin le degré d'élimination de *chaque élément* [tabl. 39 — colonne (3)].

Il résulte de cet ensemble de données que les différents lessivats sont caractérisés, *quel que soit le type de roche*, par des traits communs qui traduisent une dynamique **similaire** de l'altération. Dans tous les cas en effet, on constate :

1) une élimination importante de la silice ; la teneur dans les lessivats est toujours *supérieure* à celle des roches initiales.

2) un certain entraînement de l'aluminium : ce dernier n'est cependant pas comparable à celui de la silice, puisque le paramètre SiO₂/Al₂O₃ dans les lessivats (tabl. 37) est nettement plus élevé que dans les matériaux originaux (tabl. 1).

3) une absence totale de fer dans les eaux de drainage (cf. à titre indicatif, la teneur en fer déterminée par spectrographie — Tabl. 38). Cet élément est donc entièrement maintenu dans le Reliquat, ce qui prouve que le raisonnement isofer utilisé dans le cas de l'altération atmosphérique sur Granite (vide supra p. 84) constitue une hypothèse raisonnable de calcul.

TABLEAU 38

Éléments	Composition moyenne du litre de lessivage (γ/l)			
	p. 100 de Roche			Témoin (T ₁)
	Volvic (1)	Basalte (2)	Granite (3)	
SiO ₂	2 689	1 622	766	142
Al ₂ O ₃	518	298	80	12
MgO	30	45	10	—
CaO	126	125	28	—
Na ₂ O	248	221	85	11
K ₂ O	89	89	31	9
Total	3 700	2 400	1 000	174
Fe ₂ O ₃ (dosage par spectrographie)	0,5	0,4	0,1	—

4) une élimination notable des cations basiques, principalement de Na₂O, CaO et K₂O.

* * *

On retrouve ainsi par l'étude de la composition des lessivats GLOBAUX la tendance générale de l'altération expérimentale telle qu'elle était apparue, du point de vue dynamique, lors de l'examen des produits résiduels : *entraînement important de la silice et des bases par rapport aux autres éléments des roches.*

Il peut être intéressant dans ces conditions de déterminer le coefficient moléculaire $L = \frac{\text{SiO}_2}{\text{MgO} + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}} = \frac{\text{SiO}_2}{\text{Bases}}$ du **Lessivat** [G. PEDRO (1961)], puisque ce rapport correspond géochimiquement, *dans une altération de ce type*, aux paramètres SiO₂/Al₂O₃ ou SiO₂/R₂O₃ du **Reliquat**. Les valeurs ont été déterminées pour les trois lessivats (tabl. 37). Si on les compare alors aux valeurs du rapport moléculaire : $R = \frac{\text{SiO}_2 \text{ combiné}}{\text{Bases}}$ — établies pour les roches originelles, on constate que dans les trois essais, L est *supérieur* à R, ce qui veut dire essentiellement que *la silice a été plus facilement éliminée que les bases, quel que soit le matériel de départ.*

C'est là un fait expérimental net, et d'autant plus typique qu'il était admis jusqu'alors que dans la décomposition des silicates, les cations basiques étaient toujours les plus facilement extraits.

*
* *

Enfin, on peut évaluer la composition chimique du « Reliquat moyen » [tabl. 39, colonnes (4) et (5)] en enlevant du poids total de chaque élément contenu dans 100 de roche saine [colonne (2)], la quantité globale qui en a été éliminée au cours de l'altération [colonne (1)]. C'est là une donnée qui n'a évidemment aucune signi-

TABLEAU 39

Roche	Éléments	Poids total lessivé pour 100 de roche	Poids initial pour 100 de roche	Lessivage en %	Poids total non lessivé pour 100 de roche	Composition du Reliquat moyen (%)
		(1)	(2)	(3)	(4)	(5)
Volvic	SiO ₂	3,92	57,0	6,9	53,08	56,4
	Al ₂ O ₃	0,76	19,3	3,9	18,54	19,6
	Fe ₂ O ₃ ⁽¹⁾	—	10,2	—	10,20	10,8
	MgO	0,04	4,5	0,9	4,46	4,7
	CaO	0,18	4,5	4,0	4,32	4,5
	Na ₂ O	0,37	2,0	18,5	1,63	1,5
	K ₂ O	0,13	2,5	5,2	2,37	2,5
	Total	5,40	100,0	—	94,60	100,0
Basalte	SiO ₂	2,51	43,5	6,0	40,99	42,5
	Al ₂ O ₃	0,49	11,9	4,1	11,41	11,9
	Fe ₂ O ₃ ⁽¹⁾	—	20,6	—	20,60	21,4
	MgO	0,08	8,5	0,9	8,42	8,8
	CaO	0,21	11,1	1,9	10,89	11,3
	Na ₂ O	0,36	2,7	13,0	2,34	2,5
	K ₂ O	0,15	1,7	9,0	1,55	1,6
	Total	3,80	100,0	—	96,20	100,0
Granite	SiO ₂	1,36	67,7	2,0	67,34	67,9
	Al ₂ O ₃	0,14	14,4	1,0	14,20	14,3
	Fe ₂ O ₃ ⁽¹⁾	—	6,6	—	6,60	6,7
	MgO	0,02	1,9	1,0	1,88	1,9
	CaO	0,05	2,2	2,3	2,15	2,2
	Na ₂ O	0,17	3,2	5,3	3,03	3,0
	K ₂ O	0,06	4,0	1,5	3,94	4,0
	Total	1,80	100,0	—	98,20	100,0

(¹) Fe₂O₃ et divers : TiO₂, MnO, P₂O₅.

fication réelle, puisque les roches n'ont pas, au cours des essais, subi une altération uniforme et également répartie dans la masse (Dans certaines zones de surface la décomposition a été assez intense, alors que dans les niveaux intérieurs elle a été pratiquement inexistante). Mais on aurait pu penser que l'étude de la composition de ce Reliquat moyen, par comparaison avec la constitution initiale des roches, apporte des renseignements précieux sur la dynamique chimique de l'altération. Or si l'on

examine les données recueillies dans la colonne (5) du tableau 39, on constate que celles-ci sont d'autant plus nettes que la roche a été plus attaquée (cas de Volvic par comparaison avec le Granite), mais que pour l'ensemble des 3 essais, la décomposition n'a pas été suffisamment *massive* pour que les résultats obtenus soient significatifs.

Il résulte dans ces conditions que la détermination analytique de la composition chimique du résiduel « global », dans le cas d'altération de *faible* amplitude ou difficile à localiser, n'apporte que très peu d'éléments sur la tendance des processus géochimiques en cours. Par contre, l'étude des eaux de drainage semble infiniment plus intéressante : les lessivats expérimentaux viennent de montrer en effet que le *seul* examen de leur composition chimique permettrait de déterminer la dynamique de l'altération mise en jeu, *quelle que soit l'importance de la fraction de roche-mère atteinte par le phénomène.*

Conclusion

L'examen des Lessivats expérimentaux semble ainsi représenter une méthode particulièrement expressive pour caractériser les phénomènes de décomposition :

— Il a confirmé tout d'abord l'ensemble des données qui avaient été obtenues antérieurement lors de l'étude des Reliquats d'altération.

— Il a permis en outre de mettre en évidence, pour les conditions expérimentales des essais, deux faits essentiels :

1) Le taux de lessivage global et le taux d'élimination caractérisant *chaque élément chimique* semblent bien déterminés pour une roche donnée.

2) La répartition *dynamique* des divers éléments est sensiblement *identique*, dans ses traits généraux, quel que soit le type de roche.

— Il a montré enfin la possibilité d'une élimination abondante de la silice qui, dans certains processus d'altération naturelle, peut même être relativement plus importante que le lessivage des cations basiques.

II. — NATURE ET ÉVOLUTION DES LESSIVATS D'ACCUMULATION

Les éléments lessivés et entraînés pendant la décomposition expérimentale des roches se déversent au fur et à mesure dans le ballon du Soxhlet où ils se concentrent progressivement.

Au bout d'un certain temps, variable suivant le type de roche, une *suspension d'une opalescence blanc-laitueuse*, alcaline (tabl. S. p. 50), apparaît ainsi dans le récepteur des 3 essais. C'est le **Lessivat d'accumulation** dont il faut maintenant déterminer la nature et préciser l'évolution.

1. Étude générale

Le Lessivat d'accumulation se présente toujours sous la forme d'une suspension colloïdale homogène, qui est constituée essentiellement par des particules de taille microscopique (bien inférieure à $2\ \mu$) dont la décantation est fort lente. Si on laisse néanmoins le liquide en repos pendant un temps suffisamment long, on arrive à obtenir finalement le dépôt de la majeure partie des particules dispersées. Cette

opération, qui a été réalisée dans certains cas après une décantation d'une durée de 6 mois, a permis de séparer ainsi les particules blanches dispersées d'une phase liquide légèrement louche contenant des éléments en solution ou en pseudosolution.

De cette façon, l'étude des lessivats a pu être effectuée, non seulement sur la suspension globale mais encore, et quelquefois simultanément, sur ses deux phases constitutives : phase dispersée et phase liquide.

a) CARACTÉRISATION DES RÉSIDUS SECS

La dessiccation à l'étuve à 105°C du lessivat global conduit à des *poudres blanches* caractéristiques, qui ont été soumises tout d'abord aux techniques habituelles de détermination :

Le spectre de rayons X réalisé sur la poudre totale ne met pas en évidence de raies de diffraction ; seul, un *halo* diffus vers 3,40 Å apparaît au-dessus du fond

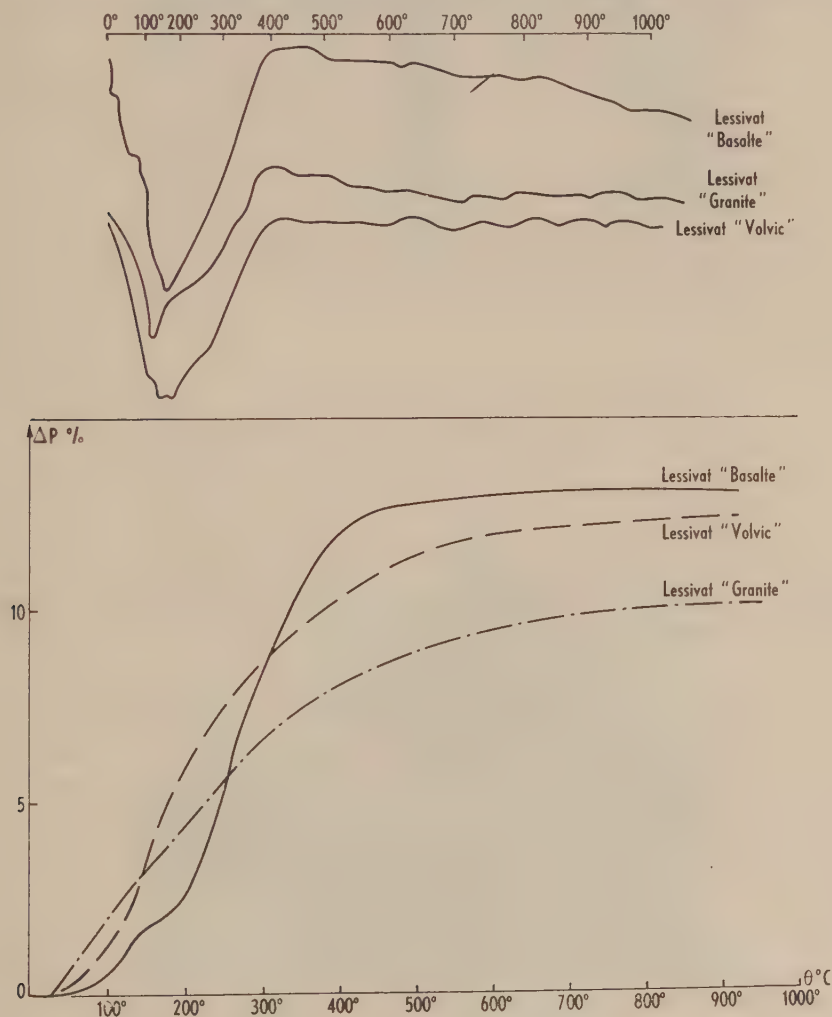


FIG. 20

continu. Ce halo se retrouve dans le diagramme fourni par les seuls éléments colloïdaux, mais est absent de celui obtenu à partir du résidu sec de la solution. Il semble donc caractéristique de la phase dispersée du Lessivat.

Les courbes de déshydratation réalisées à la thermobalance sur le produit total indiquent une perte de poids global allant de 10 à 15 p. 100 suivant le type de roche (fig. 20). Celle-ci, qui est graduelle et sans flexure prononcée, se termine toujours vers 5 à 600°C.

Enfin, les courbes d'analyse thermique différentielle sont essentiellement caractérisées par un large crochet endothermique de départ dont le maximum correspond à 150°C environ (fig. 20 et 21).

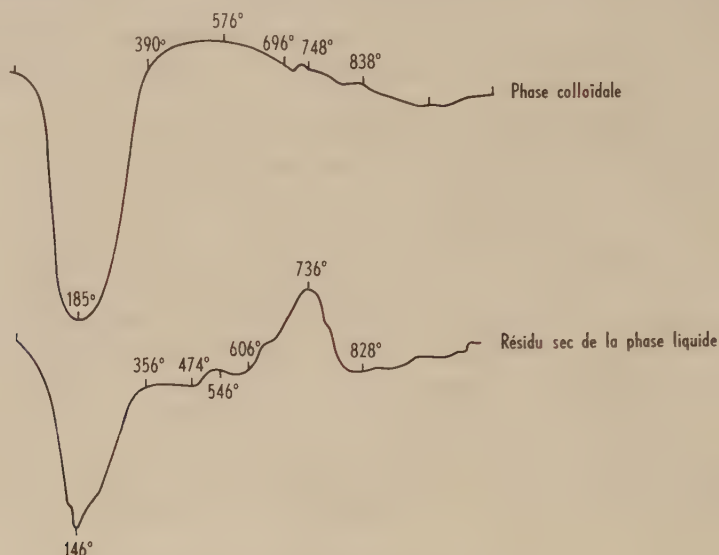


FIG. 21

* * *

Ainsi, ce premier groupe de techniques établit la nature essentiellement **amorphe** de la phase colloïdale des lessivats d'accumulation.

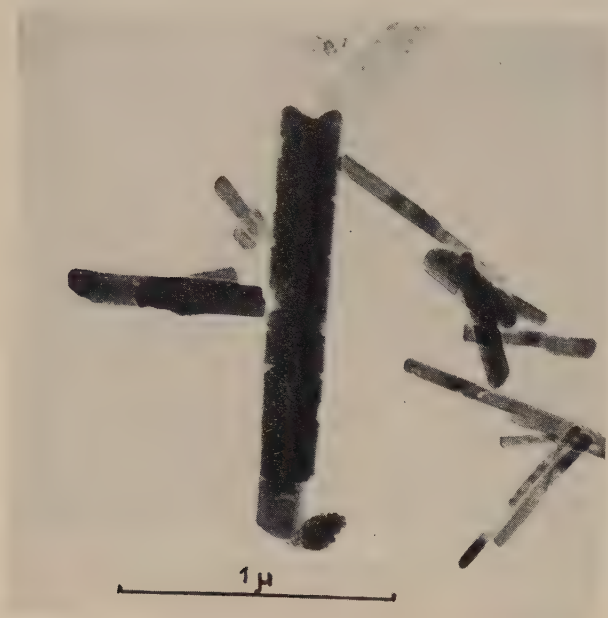
b) EXAMEN DES SUSPENSIONS EN MICROSCOPIE ÉLECTRONIQUE

Le microscope électronique permet d'examiner la morphologie de la phase dispersée. Il met ainsi en évidence une *abondante* masse de produits amorphes au milieu de laquelle un certain nombre de particules d'essence cristalline peuvent çà et là être distinguées. [A. OBERLIN, S. HÉNIN et G. PEDRO (1958)].

— **Les Éléments cristallisés** appartiennent généralement à deux types principaux :

1) le premier est caractérisé par une forme allongée dont les bords sont fréquemment corrodés (cliché XI). Certaines particules présentent même des angles rentrants suggérant une macle (cliché XII). C'est là un faciès microscopique comparable à celui des cristaux de FELDSPATHS.

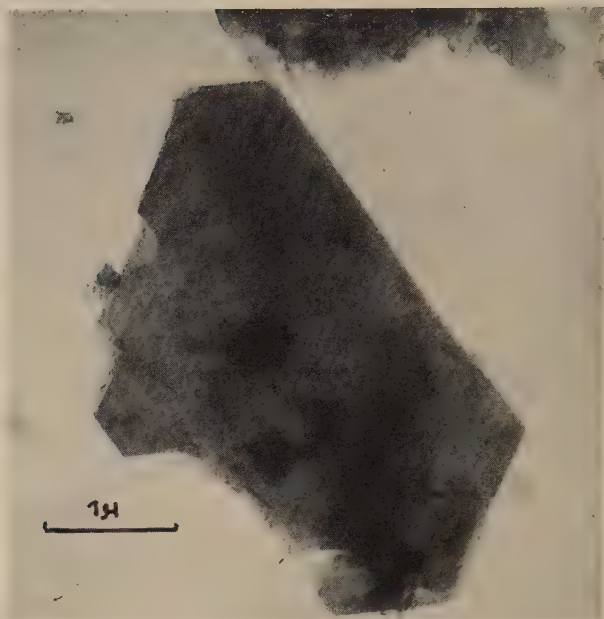
2) le deuxième type est particulier à l'essai sur Granite. Il apparaît sous la forme de minces plaquettes hexagonales à contours plus ou moins déchiquetés qui rappellent la texture habituelle des MICAS (clichés XIII, XIV, XV, XVI).



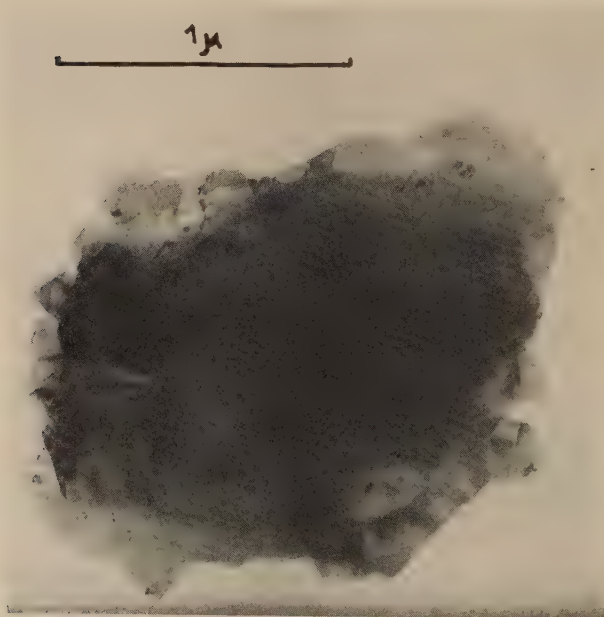
CLICHÉ XI. — Essai sur granite. Microcristaux de feldspaths ($\times 36\ 000$)



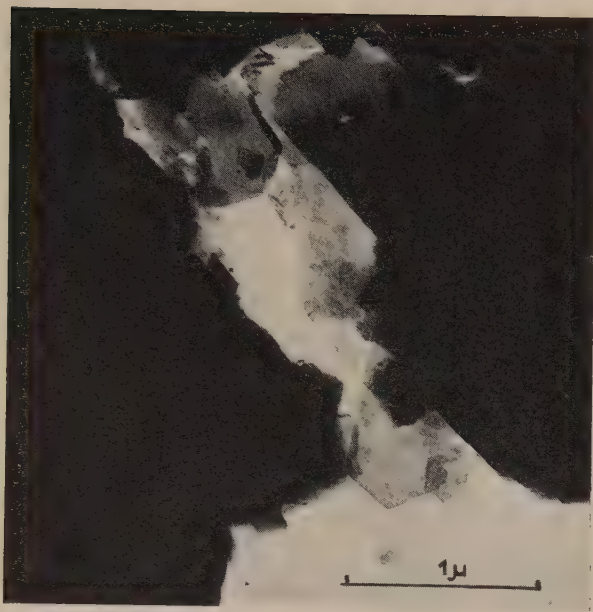
CLICHÉ XII. — Essai sur granite.
Aspect caractéristique de macle feldspathique ($\times 36\ 000$)



CLICHÉ XIII. — Essai sur granite. Plaquette hexagonale de biotite ($\times 17\ 000$)



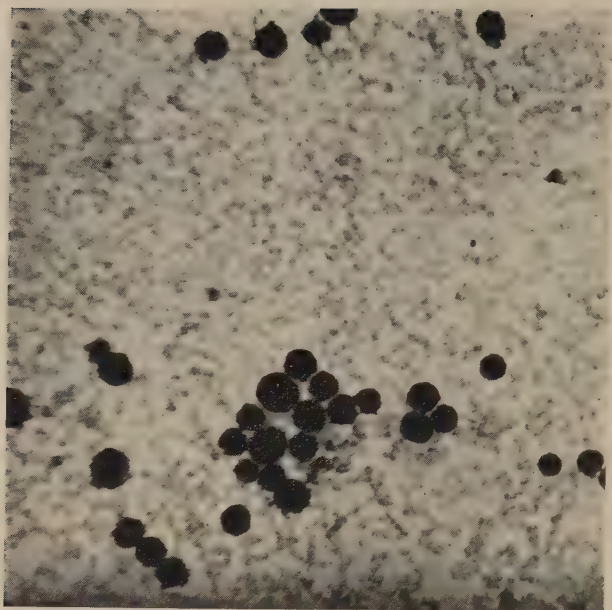
CLICHÉ XIV. — Essai sur granite.
Plaquette micacée à contour déchiqueté ($\times 36\ 000$)



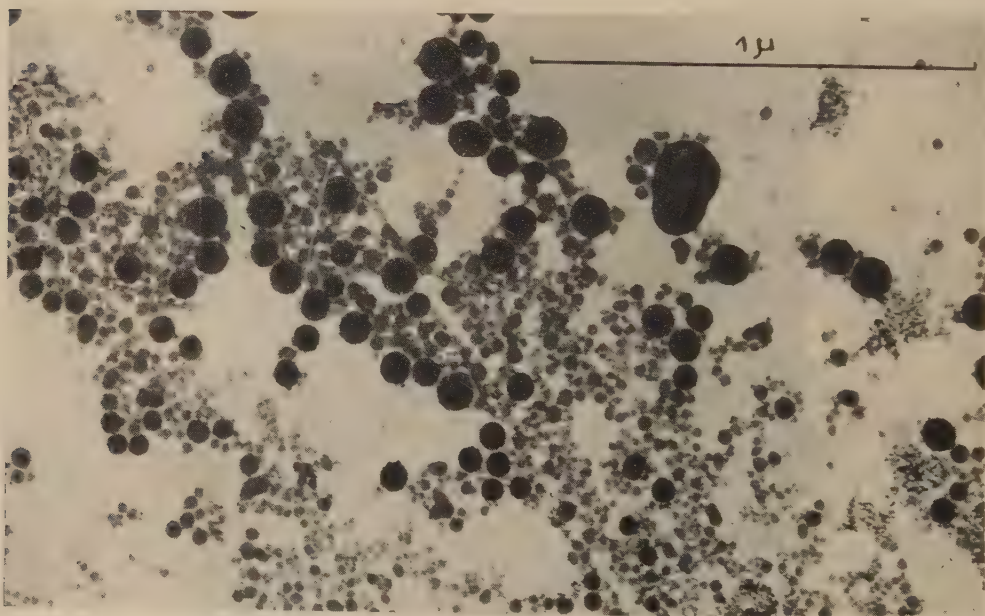
CLICHÉ XV. — *Essai sur granite. Fissuration géométrique des micas* ($\times 26\ 000$)



CLICHÉ XVI. — *Essai sur granite. Microfissuration des micas* ($\times 37\ 000$)



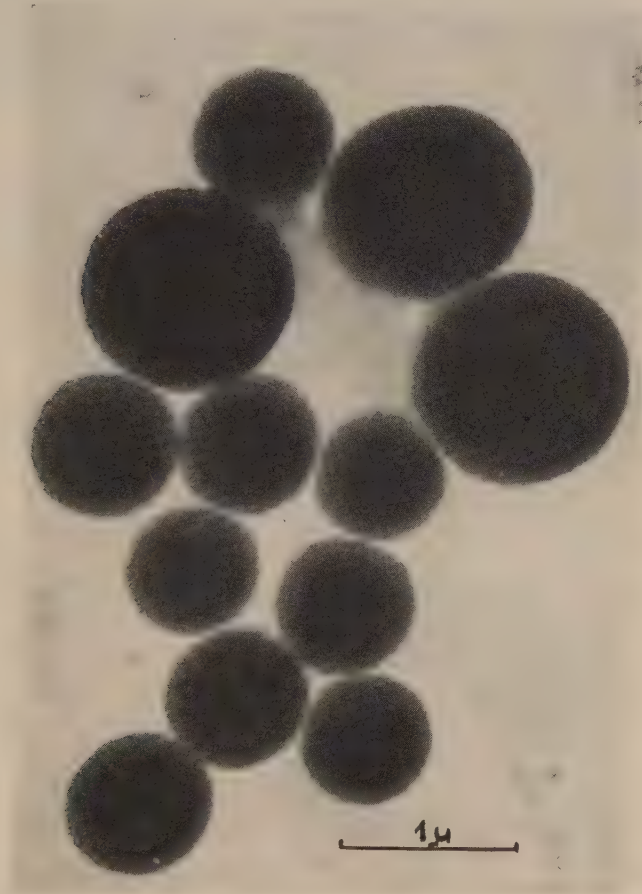
CLICHÉ XVII. - *Type de faciès sphérolaire on remarque aussi quelques globules ($\times 40\ 000$)*



CLICHÉ XVIII. — *Passage du faciès sphérolaire au faciès globulaire ($\times 58\ 000$)*

Ainsi, un petit nombre de minéraux primaires, caractérisés par une dimension microscopique et un faciès géométrique net, peut être entraîné dans les ballons pendant les opérations de lessivage. Ce résultat, déjà constaté au cours de l'étude de l'altération naturelle d'un Granite en case lysimétrique [G. PEDRO (1961)], nous a fait alors entrevoir la possibilité d'une sorte de division des espèces cristallines par *microclivages* au cours de la première étape de la décomposition *chimique* des minéraux.

— **Les Éléments amorphes** sont de beaucoup les plus importants et les plus typiques des suspensions. Deux faciès morphologiques sont particulièrement nets dans les différents lessivats :



CLICHÉ XIX. — Type de faciès globulaire ($\times 23\,500$)

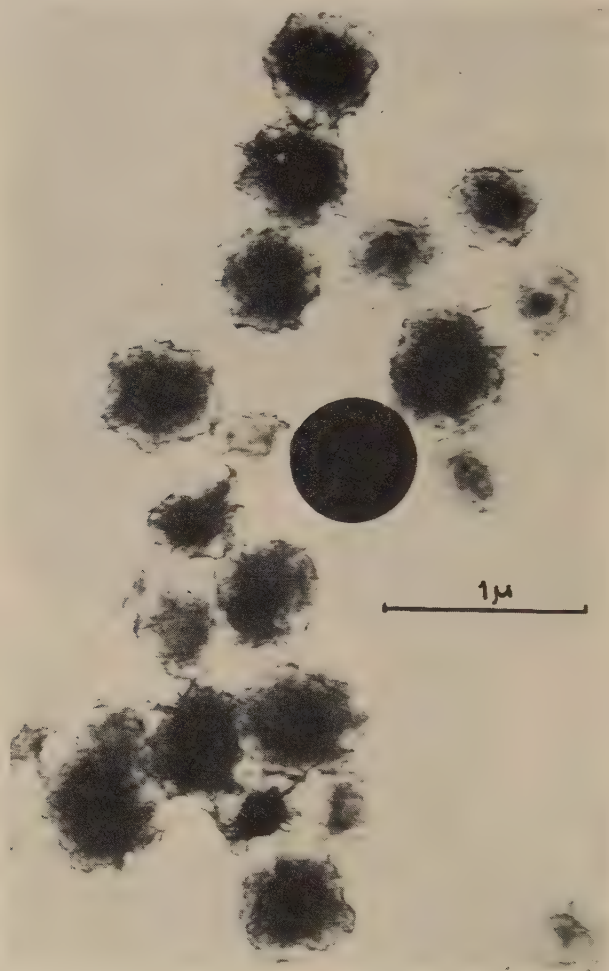
1) Le faciès SPHÉRULAIRE constitué par la juxtaposition d'un grand nombre de particules rondes de très petite taille (30 à 40 Å) (clichés XVII et XVIII).

2) Le faciès GLOBULAIRE représenté par des boules sphériques noires dont le diamètre varie entre 400 Å et 2 μ⁽¹⁾ (cliché XIX). Ces globules semblent être

⁽¹⁾ Les faciès sphériques existent *réellement* dans la suspension ainsi que l'ont montré les déterminations de J. Chaussidon sur la diffusion de la lumière.

constitués la plupart du temps par l'agglomération d'une multitude de sphérules élémentaires, ainsi que cela ressort de l'examen de certaines photos (cliché XVII).

A côté de ces deux faciès, un troisième type morphologique a pu être mis en évidence dans le cas du Lessivat « Volvic ». Il se présente sous un aspect PSEUDO-POLYÉDRIQUE (cliché XX) (par opposition aux deux faciès précédents essentiel-



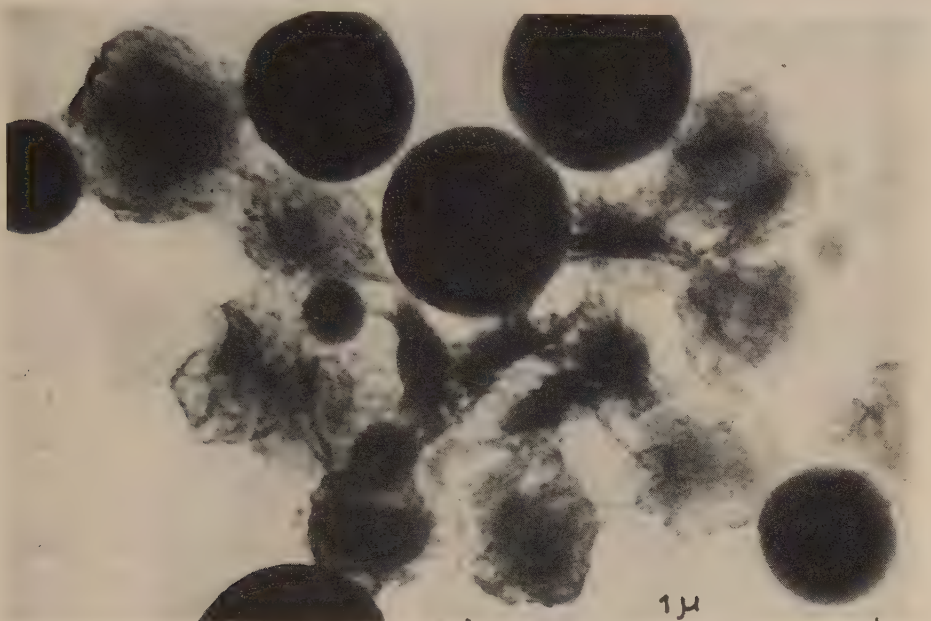
Cliché XX. — Essai sur lave de Volvic. Faciès pseudopolyédrique ($\times 26\ 000$)

lement arrondis), qui paraît être le résultat de l'enchevêtrement désordonné de filaments ou de voiles microscopiques autour d'un noyau central opaque (clichés XXI et XXII).

Enfin, en plus des examens strictement morphologiques, quelques essais de microdiffraction électronique ont été en même temps effectués sur la phase colloïdale (Me A. OBERLIN). Comme ils ont toujours abouti à des résultats négatifs, on a ainsi une confirmation définitive du caractère non cristallin des particules de la suspension colloïdale.

c) CONSTITUTION CHIMIQUE DES LESSIVATS

La composition chimique totale des lessivats d'accumulation a été indiquée antérieurement lors de l'étude générale des eaux de drainage (tabl. 37 et 38, p. 93 et 94). Mais il est nécessaire de déterminer maintenant la répartition des diffé-

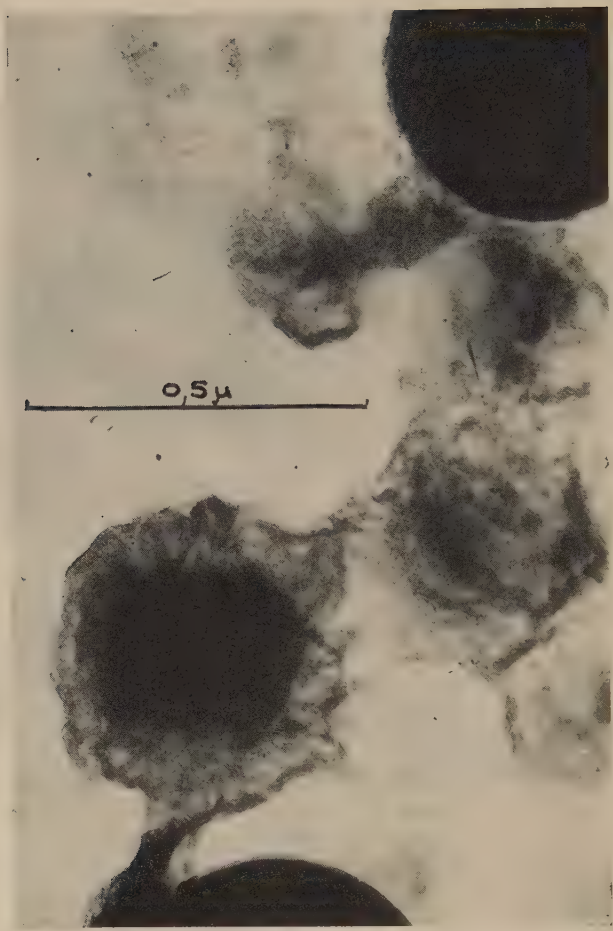


CLICHÉ XXI. — *Essai sur lave de Volvic. Faciès pseudopolyédrique* ($\times 54\,000$)

rents éléments entre les deux phases constitutives du lessivat global. L'étude a été réalisée, par exemple, sur une suspension provenant de la deuxième période de lessivage [450 — 1 000 litres] de l'essai sur Volvic. Les déterminations analytiques, effectuées simultanément sur la phase dispersée et la phase liquide, ont abouti aux compositions centésimales consignées dans le tableau 40.

TABEAU 40

Éléments	Phase liquide (%)	Phase dispersée (%)
SiO ₂	46,6	82,0
Al ₂ O ₃	2,2	16,0
MgO	0,2	1,1
CaO	14,2	0,2
Na ₂ O	28,0	0,3
K ₂ O	8,8	0,4
Total	100,0	100,0



CLICHÉ XXII. — Essai sur lave de Volvic. Constitution des Pseudopolyèdres (× 90 000)

TABEAU 4I

Éléments	Phase liquide (%)	Phase dispersée (%)	Lessivat total (%)
SiO ₂	10,40	63,60	74,00
Al ₂ O ₃	0,50	12,50	13,00
MgO	0,05	0,85	0,90
CaO	3,25	0,05	3,30
Na ₂ O	6,30	0,20	6,50
K ₂ O	2,00	0,30	2,30
Total	22,50	77,50	100,00

On note ainsi que la phase colloïdale est essentiellement constituée par de la **silice** (82,0 p. 100) accompagnée d'une certaine quantité d'alumine (16,0 p. 100).

Mais la proportion pondérale, qui revient à chacune des deux phases, a été obtenue par la pesée des résidus respectifs ; on peut donc ensuite évaluer leur composition réelle rapportée à 100 de lessivat global (tabl. 41).

Il devient alors aisé de déterminer la répartition quantitative de chaque élément dans les deux phases du Lessivat (tabl. 42).

TABLEAU 42

Éléments	Phase liquide (%)	Phase dispersée (%)
SiO ₂	14	86
Al ₂ O ₃	4	96
MgO	5	95
CaO	93	7
Na ₂ O	97	3
K ₂ O	86	14

On remarque finalement que 3 des 6 éléments majeurs du lessivat, tendent à se concentrer exclusivement dans la phase dispersée : ce sont la silice, l'aluminium et le magnésium tandis qu'à l'opposé les trois autres sont prépondérants dans le milieu liquide. Ces derniers sont donc responsables des pH alcalins qui caractérisent généralement les suspensions (cf. tabl. 8 p. 50).

CONCLUSION

La concentration dans un appareil évaporatoire des eaux de drainage provenant des altérations expérimentales conduit ainsi à l'apparition d'une phase colloïdale dont les particules dispersées sont nettement définies : *sphériques par leur faciès, siliciques ou aluminosiliciques par leur composition, amorphes par leur structure* ; elle présente en outre un halo de diffraction vers 3,4 Å. Ces caractéristiques rapprochent donc les éléments en suspension des **gels de silice** habituels. Il semble alors vraisemblable de penser que la concentration progressive du milieu aboutisse à une *polymérisation* de la silice lessivée, pour peu que la solubilité maxima de cet élément sous forme ionique soit atteinte au cours de l'accumulation. Or, les études de G. B. ALEXANDER *et al.* (1954), de K. B. KRAUSHOPF (1959) et de G. MILLOT *et al.* (1959) ont permis de préciser cette dernière donnée, qui oscille autour de 150 mg/l. À l'intérieur du ballon la concentration en silice après 50 litres de lessivage (temps de transvasement adopté, cf. p. 50) représente dans l'essai sur Volvic 1 000 mg/l (300 mg/300 cm³), ce qui est nettement *supérieur* à la saturation théorique. En poursui-

avant encore le calcul, on peut arriver à évaluer le nombre minimum de litres de lessivage nécessaires pour obtenir la saturation en silice ionique dans le récepteur au moment de l'évaporation maxima (200 cm^3). On trouve ainsi 12,5 litres, ce qui représente 5 jours d'expérience. Or, c'est effectivement le temps qui a été déterminé après chaque transvasement pour constater l'apparition du premier trouble dans le ballon du dispositif « Volvic ». L'hypothèse de la polymérisation de la silice lessivée consécutive à une concentration du milieu semble ainsi confirmée.

2. Évolution du lessivat d'accumulation

Le déversement régulier des principaux éléments dans un ballon-récepteur maintenu en permanence à l'ébullition nous place dans des conditions expérimentales très proches de celles qui ont été utilisées par S. HÉNIN et O. ROBICHET (1953) pour obtenir en laboratoire la synthèse des minéraux argileux à basse température. Il était donc normal que l'on essaye de déterminer la nature minéralogique des lessivats concentrés afin de mettre éventuellement en évidence la présence de phyllites argileuses de néogénèse.

Or, les différents essais n'ont **jamais** abouti à l'édification *spontanée* de minéraux argileux, quelles que soient la nature de la roche expérimentée et la durée de l'évolution au sein des ballons. L'accumulation régulière des éléments a conduit ainsi, dans tous les cas, à la seule formation d'une phase colloïdale abondante dont on connaît maintenant les diverses caractéristiques.

L'étude de la composition chimique des lessivats a nettement mis en évidence la forte concentration du milieu en silice et en même temps la teneur plutôt faible en cations structuraux octaédriques (*), essentiellement Al et Mg dans ces essais. Le tableau 37 (p. 93) indique en effet les valeurs élevées des rapports moléculaires $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ et $\text{SiO}_2/[\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{MgO}]$. Encore est-il peu vraisemblable que l'aluminium soit ici sous forme octaédrique puisque, d'après les études de J.J. FRIPIAT (1960) sur les gels aluminosiliciques, Al doit, dans un milieu de cette composition, se trouver entièrement à l'état **tétracoordonné**.

Il semble donc que l'évolution argileuse soit spontanément impossible au sein des ballons d'accumulation par suite d'un *déséquilibre* nettement accusé entre la quantité de silice et la teneur en cations structuraux.

La vérification de cette hypothèse peut être abordée aisément par voie expérimentale [cf. à ce sujet S. HÉNIN (1957)] ; il suffit en effet d'*inverser* le rapport $\text{SiO}_2/\text{cations}$ dans le ballon par un apport de cations structuraux venant de l'extérieur. On a ainsi introduit au sein des liquides opalescents une certaine quantité de magnésium sous forme d'acétate, de façon que le milieu reste suffisamment tamponné pendant l'expérience. En outre du chlorure de sodium a été ajouté, afin de favoriser la dépolymérisation de la silice [G. OKAMOTO, T. OKURA et K. GOTO (1957).]

La technique expérimentale utilisée est la suivante : 100 cm^3 du lessivat d'accumulation de l'*essai sur Granite* (qui est le plus riche en silice), tenant en suspension 100 mg environ de particules amorphes, ont été placés en godets de polyéthylène au contact de 50 cm^3 d'une solution saturée d'acétate de magnésium et 50 cm^3 de chlorure de sodium Normal. L'ensemble (3 répétitions et le Témoin) a été disposé

à l'étuve à 70°C où la floculation de la suspension a été quasi-immédiate. Le pH du milieu suivi régulièrement au cours de l'expérience s'est stabilisé dès le départ autour de 7. Au bout de 4 mois, les godets ont été retirés de l'étuve. Les floculats ont été alors soigneusement décantés, lavés par centrifugation, puis desséchés à 105°C afin de procéder aux déterminations habituelles.

Les spectres X montrent incontestablement qu'une structure phylliteuse de type *smectite* (*) s'est constituée pendant cette évolution secondaire [réflexions (001) (02) (20) (06)]. Cependant, un voile persiste au centre du diagramme. Ce fait, associé à d'importants départs d'eau hygroscopique à basse température, montre que si, au cours de l'expérience, il y a eu évolution vers un état cristallin de type phylliteux, celle-ci n'est pas totale et n'intéresse qu'une partie des matériaux amorphes initiaux.

Le tableau 43 donne la composition chimique du floculat déshydraté ainsi que celle de la suspension colloïdale originelle.

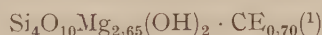
TABLEAU 43

Éléments	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	CaO
Lessivat originel	78,2	8,2	1,5	3,2
Floculat « évolué »	63,4	6,5	27,3	2,8

L'interprétation minéralogique semblait au départ délicate par suite de la présence d'une phase amorphe. Néanmoins, on a pu arriver à établir le bilan ionique qui paraît le plus vraisemblable en procédant à un certain nombre de tentatives à partir des résultats chimiques et des courbes de deshydratations (fig. 22).

La thermobalance indique tout d'abord une perte de poids de 2,0 p. 100 entre 350° et 450°C, ce qui correspond à la déshydratation d'un hydroxyde de nature brucitique. Il y aurait ainsi 3,9 p. 100 de MgO libre.

Le magnésium restant a été placé alors dans une structure de *smectite trioctaédrique*. On arrive ainsi à bâtir une **Stévensite** dont la formule de constitution est :



et qui par déshydratation donnerait une perte de poids de 3,9 p. 100. On retrouve donc celle indiquée par la courbe de thermobalance pour une température supérieure à 580°C (4,1 p. 100).

Les éléments restants, qui constituent la fraction amorphe et représentent ainsi 21,1 p. 100 du total, ont été alors intégrés dans un ensemble à structure désordonnée et à composition de plagioclase.

Finalement on arrive au bilan minéralogique approximatif donné dans le ta-

(1) CE désignant un cation interfoliaire échangeable et monovalent.

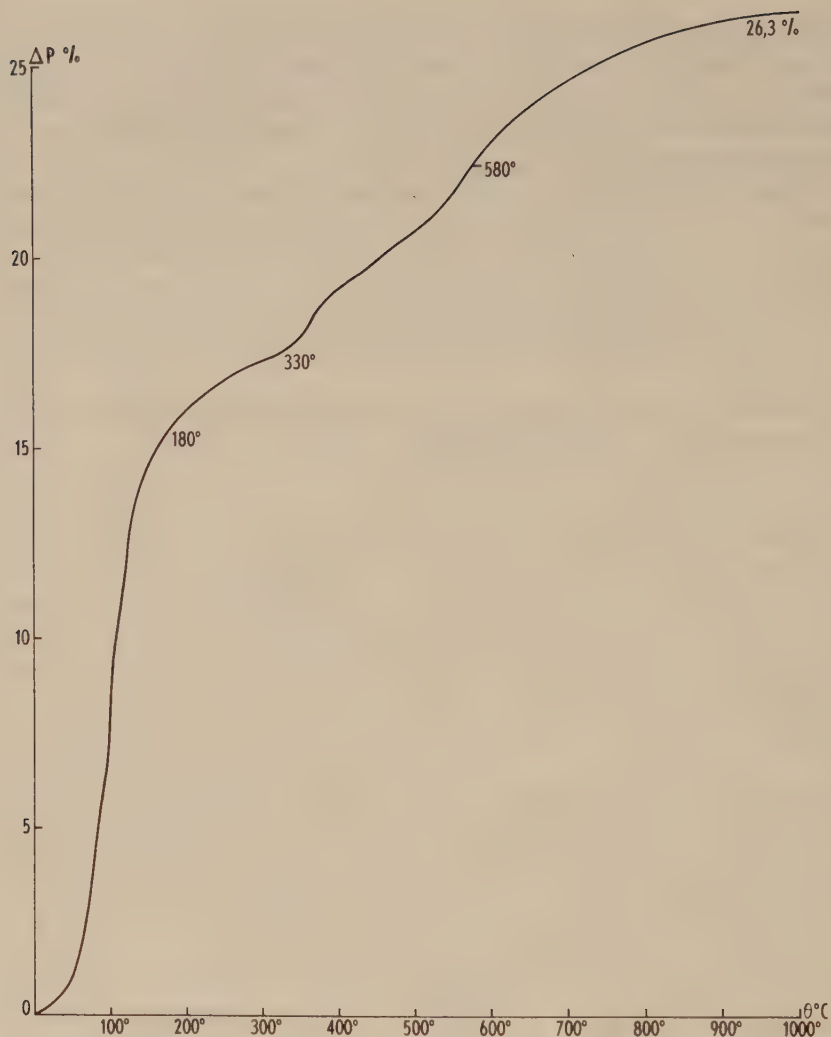


FIG. 22

bleau 44 qui montre que les 3/4 environ de la suspension amorphe ont été transformés en une Stévensite, après 4 mois d'évolution au contact d'une solution magnésienne.

TABLEAU 44

Constituants minéralogiques	%	Formule
Fraction amorphe	21,1	$[\text{Si}_{2,35}\text{Al}_{1,65}]\text{O}_8\text{Ca}_{0,65}\text{H}_{0,35}$
Stévensite	73,0	$\text{Si}_4\text{O}_{16}\text{Mg}_{2,65}(\text{OH})_2\text{CE}_{0,70}$
Brucite.....	5,9	$\text{Mg}(\text{OH})_2$

CONCLUSION

La concentration régulière dans un récepteur d'eaux de lessivage provenant de roches diverses et caractérisées par une *forte teneur en silice* et une faible teneur en cations structuraux provoque ainsi l'apparition, au sein du lessivat d'accumulation, d'une phase colloïdale (alumino)silicique. Cette phase ne conduit jamais spontanément à des néogenèses argileuses, mais peut évoluer aisément si le rapport : $\text{SiO}_2/\text{Cations structuraux}$ du lessivat est inversé artificiellement.

L'équilibre [SiO_2 — cations structuraux] apparaît donc comme une condition fondamentale pour l'édification de phyllites argileuses dans un quelconque milieu d'accumulation.

CHAPITRE IV

CARACTÉRISATION GÉNÉRALE DES PHÉNOMÈNES DE DÉCOMPOSITION — RÔLE DES PARAMÈTRES PÉTROGRAPHIQUES

L'ensemble des investigations précédentes sur les différents matériaux de l'altération expérimentale nous a apporté un certain nombre d'éléments concernant les phénomènes de décomposition réalisés au laboratoire dans des conditions thermiques, hydrodynamiques et physicochimiques bien définies.

Aussi, avant de poursuivre les recherches dans d'autres directions, convient-il de s'arrêter quelques instants pour faire le point des essais et tenter en particulier de caractériser la nature du processus reproduit expérimentalement.

I. — NATURE DU PROCESSUS D'ALTÉRATION

A. — CRITÈRES DE DÉTERMINATION

La caractérisation du processus d'altération reproduit en laboratoire peut être obtenue tout d'abord par l'examen des trois critères utilisés classiquement dans le milieu naturel et qui sont :

- les critères minéralogiques,
- les critères géochimiques,
- les critères morphologiques.

1. Critères minéralogiques

Du point de vue minéralogique, la décomposition des *aluminosilicates* primaires dans les conditions de la surface du Globe peut théoriquement aboutir à l'apparition, dans les zones d'altération, de 3 sortes de minéraux :

— des argiles à 2 couches de silice, type *ILLITE* ou *MONTMORILLONITE*, avec un rapport $\frac{\text{SiO}_2}{\text{Al}_2\text{O}_3}$ de l'ordre de 3.

— des argiles à une couche de silice, type *KAOLINITE*, caractérisées par un rapport $\frac{\text{SiO}_2}{\text{Al}_2\text{O}_3}$ égal à 2.

— enfin, des hydroxydes d'aluminium de type BOEHMITE AlO.OH ou GIBBSITE Al(OH)_3 .

Les deux premiers types de minéraux ou silicates argileux sont constitués par la superposition de couches tétraédriques de silice et de couches octaédriques d'alumine. Pour cette raison, H. HARRASSOWITZ (1926) les a appelé **Siallites** (*).

A l'opposé, le 3^e type ne contient plus du tout de silice, d'où le nom général d'**Allites** proposé par le même auteur pour désigner ces espèces minérales et celui d'**Allitisation** pour dénommer le processus génétique.

* * *

Dans les études expérimentales précédentes, l'altération, qui se traduit dans tous les essais par la néoformation au sein de la phase résiduelle d'hydroxydes d'aluminium à l'exclusion de silicates argileux, semble essentiellement de tendance ALI-I-TIQUE. Mais, en même temps, il y a individualisation et accumulation d'oxydes et d'hydroxydes de fer provenant de la décomposition des minéraux ferromagnésiens. Le processus reproduit au laboratoire rappelle donc la **Latératisation** (*) des régions tropicales que l'on préfère appeler maintenant avec G. W. ROBINSON (1949) **Ferrallitisation** (*).

Le tableau 45 qui rassemble les divers résultats minéralogiques obtenus au laboratoire à partir de chaque roche, conduit alors aux remarques suivantes :

TABLEAU 45

Roche de départ	Éléments	Zone supérieure ou atmosphérique	Zone inférieure	
			Dépôt du manchon de verre	Zone de fluctuation
Volvic	Al	Boehmite	Gibbsite	Gibbsite
	Fe	Stilpnosiderite	Goethite	—
Basalte	Al	Boehmite	Gibbsite	Gibbsite
	Fe	Stilpnosidérite Hématite	Goethite	—
Granite	Al	Boehmite	—	—
	Fe	Stilpnosiderite	—	—

1) La décomposition atmosphérique aboutit pour les trois types de roches à la néoformation de **Boehmite** AlO.OH et de **Stilpnosidérite** $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ dans les cortex d'altération. *Qualitativement*, le phénomène reproduit semble donc *identique*, quelle que soit la composition chimique du matériel pétrographique de départ.

2) Dans la zone inférieure, par contre, l'aluminium n'évolue en **Gibbsite** Al(OH)_3 et le fer en **Goethite** FeO_2H que pour les expériences effectuées à partir de Volvic et de Basalte. Dans le cas du Granite, la cristallisation de ces deux hydroxydes n'avait

pas encore été obtenue lors de l'arrêt définitif ; on ne peut donc savoir si ces minéraux allaient apparaître ultérieurement.

3) Les minéraux les *moins* hydratés (Boehmite et Hématite) ont cristallisé dans la zone atmosphérique, alors que les formes les *plus* hydratées (Gibbsite et Goethite) caractérisent toujours la zone de fluctuation. L'état hydrique du milieu semble donc être, à première vue, en relation avec la nature des hydroxydes obtenus.

2. Critères géochimiques

Le bilan géochimique, établi pour les altérations atmosphériques des roches grâce au raisonnement isovolumétrique (tabl. 13, 22 et 30), a nettement mis en évidence dans tous les essais :

— une exportation *totale* de la silice, des alcalins et des alcalinoterreux libérés lors de la décomposition des minéraux.

— une accumulation *intégrale* du fer.

— une accumulation *partielle* de l'alumine et du titane.

Or A. LACROIX (1923) a défini la latéritisation comme « le processus d'altération de toute roche silicatée alumineuse caractérisée par l'entraînement des alcalins, des alcalinoterreux et de la silice et par la formation sur place d'oxydes et d'hydrates d'alumine, de fer et de titane ».

Dans ces conditions, on est conduit à assimiler l'évolution des roches reproduite en laboratoire à une altération de type FERRALLITIQUE.

* * *

La seule différence sur le plan géochimique repose sur le comportement de l'alumine qui a été *partiellement* éliminée au cours des expériences. En effet les données analytiques « pondérales » provenant d'altérations naturelles semblent traduire généralement le maintien *intégral* de l'aluminium au sein des écorces latéritiques ; ce fait est d'ailleurs devenu un postulat puisque certains auteurs [J. B. HARRISSON (1933) — S. S. GOLDICH (1938)] ont préconisé l'emploi du raisonnement « isoalumine » pour établir les bilans de l'altération latéritique.

Néanmoins, G. MILLOT et M. BONIFAS (1955) ont récemment montré, grâce au raisonnement isovolumétrique, qu'il n'en était pas toujours ainsi et que l'aluminium pouvait dans certaines stations tropicales être partiellement évacué.

A ce point de l'étude, il est difficile d'expliquer un tel comportement ; notons simplement qu'un lessivage *intense* des roches par de l'eau *pure* permet une certaine élimination de l'aluminium au cours des altérations expérimentales de type *latéritique*.

3. Critères morphologiques

Les caractéristiques morphologiques n'ont pas la valeur probante que l'on attribue habituellement aux deux critères précédents. Il convient cependant de les examiner de façon à poursuivre, sur le plan structural, la comparaison déjà ébauchée entre les résultats expérimentaux et les données naturelles.

A. LACROIX (1913-1923), en étudiant la minéralogie des formations latéritiques, a été amené à décrire les caractéristiques structurales des cortex d'altération tropicale. Il a ainsi constaté que la croûte de roche décomposée qui se trouve au contact immédiat du matériau sain [zone de départ-A. LACROIX (1913)] — [Zersatz (*)] - H. HARRASSOWITZ (1926)] conservait la structure **originelle** de la roche mère tout en devenant extrêmement *poreuse* (par suite d'une perte importante en éléments initiaux au cours de l'altération).

Deux faciès dits *pseudomorphiques* de cortex latéritiques ont été nettement mis en évidence au laboratoire suivant la structure initiale de la roche endogène affectée :

— le premier, qui caractérise les laves microlitiques, ressemble à un Pain d'épice ;

— le second, qui correspond aux roches plutoniques à structure grenue rappelle l'aspect de la Pierre ponce.

Le tableau 46 qui reproduit les caractéristiques structurales des cortex expérimentaux montre que l'on retrouve bien dans les essais de laboratoire les 2 faciès morphologiques signalés par A. LACROIX pour les phénomènes naturels.

TABLEAU 46

Roche	Volvic	Basalte	Granite
Structure originelle	Type microlitique		Type grenue
Facies du Cortex d'altération expérimentale	pain d'épice		pierre ponce

* * *

Les trois critères classiques que l'on vient d'utiliser concordent donc parfaitement et permettent ainsi d'assimiler l'évolution expérimentale des roches à une altération tropicale de *type* ferrallitique.

Il nous reste néanmoins à poursuivre maintenant nos investigations d'une manière plus détaillée en abordant le problème sous l'angle des paramètres géochimiques.

B. — INTÉRÊT DES PARAMÈTRES GÉOCHIMIQUES

1. Le rapport moléculaire $K_i = \frac{\text{SiO}_2}{\text{Al}_2\text{O}_3}$ dans les croûtes d'altération (Reliquats)

Le paramètre $K_i = \frac{\text{SiO}_2}{\text{Al}_2\text{O}_3}$ a été utilisé pour la première fois par H. HARRASSOWITZ (1926) dans le but de déterminer la **nature** des matériaux résiduels de l'altération. Cet auteur a montré en effet qu'un rapport égal à 2 caractérisant la kaolinite pure, toute valeur de K_i inférieure à 2 mettait en évidence de l'**alumine libre** et indiquait donc un matériel typiquement latéritique.

L'étude d'un grand nombre d'échantillons recueillis dans le milieu tropical l'a conduit alors à établir une classification des différents produits latéritiques grâce à l'évaluation du paramètre K_i dans les matériaux d'altération :

$$\begin{aligned} R &> 2,0 : \text{Argile} \\ 1,3 < R < 2,0 &: \text{Latérite argileuse} \\ R < 1,3 &: \text{Latérite vraie} \end{aligned}$$

A la suite d'HARRASSOWITZ, le rapport $\frac{\text{SiO}_2}{\text{Al}_2\text{O}_3}$ a été largement utilisé, non plus dans l'optique originelle de l'auteur, mais bien dans le but de préciser *le type de processus* qui caractérise l'altération au moment de l'étude. A ce point de vue, un rapport $K_i < 2$ devrait ainsi correspondre automatiquement à une ferrallitisation des roches tandis qu'une valeur supérieure à 2 traduirait une siallitisat.

*
* *

La détermination du paramètre K_i a été effectuée dans les divers cortex d'altération expérimentale et a donné les résultats consignés dans le tableau 47.

TABEAU 47

$K_i = \frac{\text{SiO}_2}{\text{Al}_2\text{O}_3}$	Roche saine	Croûte d'altération	Importance de l'Hydrolysate (%)
	(1)	(2)	(3)
Volvic.....	5,1	3,9	35,4
Basalte.....	6,3	1,8	80,5
Granite.....	8,0	7,4	20,1

On remarque alors, si l'on admet le dernier point de vue, que le rapport $\frac{\text{SiO}_2}{\text{Al}_2\text{O}_3}$ de la croûte correspond à une altération ferrallitique dans le cas du Basalte ($K_i < 2$), mais non dans le cas des deux autres roches. Or, les critères minéralogiques, géochimiques et morphologiques indiquent pourtant une évolution à tendance latéritique pour les trois matériaux pétrographiques. Il semble donc que le paramètre K_i ne puisse être utilisé brutalement pour caractériser le type minéralogique du processus *mis en jeu* au cours d'une altération donnée.

En effet, un certain nombre d'éléments et en particulier l'importance de la fraction de roche entièrement décomposée (Hydrolysate) au sein de la croûte d'altération jouent, ainsi qu'il résulte de l'examen de la colonne (3) du tableau 47, un

rôle considérable dans la valeur prise par le rapport $\frac{\text{SiO}_2}{\text{Al}_2\text{O}_3}$. Nous avons ainsi déterminé à titre indicatif, pour un seul type de roche (Volvic) et en admettant *un maintien intégral de l'alumine* au sein de la phase résiduelle, la variation théorique du paramètre K_i en fonction de la progression de la décomposition dans le cas des trois grands processus minéralogiques rappelés antérieurement (cf. p. 113).

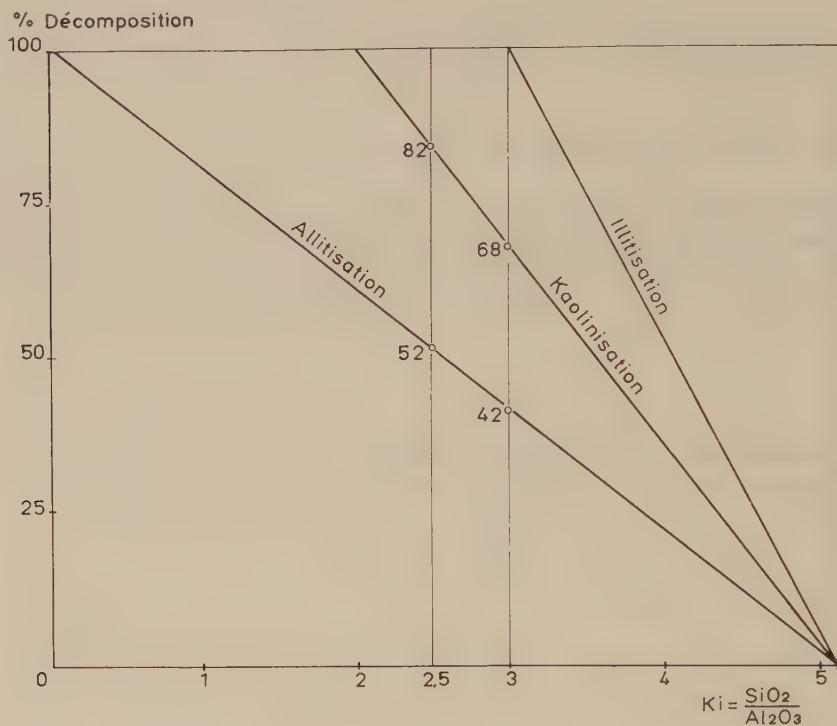


FIG. 23

L'examen du graphique (fig. 23) montre alors clairement qu'une *même* valeur du paramètre peut correspondre, suivant le degré de l'altération, aux divers processus invoqués :

— une valeur de 3,0 par exemple indique une décomposition *totale* (100 p. 100) de Volvic dans le cas d'une illitisation (*), une décomposition de 68 p. 100 dans le cas d'une altération kaolinique et de 42 p. 100 enfin dans le cas d'une allitisation.

— de même, un rapport de 2,5 correspond à une décomposition de 82 p. 100 si l'on a affaire à une kaolinisation et de 52 p. 100 si le processus est de nature allitique.

Ainsi, le rapport K_i ne peut indiquer *avec certitude* la nature du type de l'altération mise en jeu, que si l'on étudie des matériaux résiduels *ne contenant plus de minéraux primaires altérables*, c'est-à-dire des Reliquats où la décomposition de la roche initiale est **complète** (100 p. 100). Dans tous les autres cas, les considérations précédentes montrent nettement que le rapport $\frac{\text{SiO}_2}{\text{Al}_2\text{O}_3}$ ne permet pas d'apprécier seul la TENDANCE ÉVOLUTIVE de l'altération en cours de développement.

Mais nous avons vu antérieurement que le paramètre K_i du *Reliquat* correspondait géochimiquement, pour une altération de ce type, au rapport $L = \frac{\text{SiO}_2}{\text{MgO} + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}}$ dans le *Lessivat* (cf. p. 94). Il reste donc à envisager le problème dans cette optique et à essayer de tirer parti de ce nouveau paramètre dans l'analyse géochimique des phénomènes d'altération

2. Le rapport moléculaire $L = \frac{\text{SiO}_2}{\text{Bases}}$ dans les Lessivats d'altération

L'analyse géochimique des processus fondamentaux de l'altération abiotique exogène montre que l'apparition de tel ou tel type minéralogique au sein des matériaux résiduels repose essentiellement sur le **comportement dynamique de la silice** : l'allitisation d'une roche se traduit en effet par une élimination *intégrale* de la silice et des cations basiques (Mg, Ca, Na, K) initiaux, alors que la kaolinisation est consécutive à une exportation *partielle* de la silice originelle tandis que les bases sont totalement lessivées.

On a été ainsi conduit à utiliser le nouveau paramètre $L = \frac{\text{SiO}_2}{\text{Bases}}$ dans les lessivats et à le comparer systématiquement à la valeur $R = \frac{\text{SiO}_2 \text{ combiné}}{\text{Bases}}$, qui au départ caractérise les roches *saines*. [G. PEDRO (1961)]

Le résultat de l'analyse précédente se traduit alors pour l'allitisation par la relation :

$$L \geq R$$

ce qui veut dire que le développement d'un processus allitique au cours d'une altération nécessite un lessivage moléculaire de la silice **au moins égal** à la valeur de R dans la roche initiale. A l'opposé, si L est inférieur à R , c'est que la silice est, au cours de la décomposition, relativement moins exportée que les bases, de telle sorte qu'on se trouve ainsi dans le domaine géochimique qui relève de la siallitisaiton.

*
* *

L'application de ces considérations géochimiques a été réalisée dans les études expérimentales grâce à l'évaluation des coefficients L et R pour les trois essais (tabl 48).

TABLEAU 48

Paramètres	Volvic	Basalte	Granite
R	3,3	1,5	3,5
L	5,6	3,5	5,4
$N = \frac{L}{R}$	1,7	2,3	1,5

On remarque alors, comme nous l'avions indiqué lors de l'étude des lessivats (cf. p. 94) et *bien que la fraction de matériau entièrement décomposée soit très variable suivant le type de roche*, que dans les trois cas les valeurs de L sont toujours SUPÉRIEURES à R .

L'évaluation du paramètre géochimique L permet donc *dans tous les essais et pour n'importe quel degré d'altération* de confirmer l'aspect ferrallitique du processus mis en jeu expérimentalement.

*
* * *

Le rôle de la composition chimique des roches-mères dans l'apparition d'un processus de décomposition donné peut être en même temps précisé *quantitativement* grâce au coefficient N qui représente le rapport $\frac{L}{R}$.

En effet, les déterminations expérimentales indiquées dans le tableau 48 montrent que la valeur de N diminue régulièrement lorsque l'indice R des roches augmente.

Ceci veut dire essentiellement que, pour des conditions hydrodynamiques et thermiques identiques, *l'élimination de la silice par lessivage à l'eau est d'autant plus aisée que la roche est caractérisée par une valeur de R plus faible, c'est-à-dire qu'elle est moins siliceuse*, donc que **la Ferrallitisation se développe d'autant plus facilement que le matériau originel est moins riche en silice.**

C'est effectivement ce que l'on a constaté dans les études expérimentales, puisque l'apparition de la Gibbsite a été mise en évidence pour l'essai sur Basalte en premier lieu, puis quelque temps après sur la lave de Volvic ; lors de l'arrêt définitif, elle n'avait pas encore été obtenue dans le cas du Granite (cf. p. 88).

*
* * *

La détermination du rapport L caractérisant les lessivats expérimentaux confirme donc la nature ferrallitique de l'évolution réalisée dans les trois essais. En même temps, elle précise [le rôle essentiel joué par la richesse en silice des matériaux de départ sur l'apparition et le développement des altérations latéritiques.

Le paramètre géochimique $\frac{\text{SiO}_2}{\text{Bases}}$ semble ainsi tout indiqué pour l'étude des phénomènes de décomposition, puisque d'une façon générale il permet, sans se préoccuper des Reliquats, de préciser la **tendance évolutive** d'une altération quelconque en cours de développement.

C. — COMPARAISONS AVEC LE MILIEU NATUREL

Il était souhaitable enfin, pour clore la série d'investigations relatives aux phénomènes expérimentaux, de comparer les cortex ferrugineux obtenus au laboratoire avec des croûtes d'altération développées dans le milieu naturel sur des roches de constitution chimique *similaire* et représentant en même temps une évolution typiquement ferrallitique.

Les exemples recueillis parmi un certain nombre de travaux pédologiques ont à cet effet, été rassemblés dans les tableaux 49 et 50.

Le cas des roches basiques est naturellement le plus simple, car la décomposition a été au laboratoire si avancée que le processus mis en jeu ne peut correspondre analytiquement qu'à une ferrallitisation. Les croûtes d'altération latéritique du Basalte d'Antalaha à Madagascar [A. LACROIX (1923)] et du Basalte de Dschang au Cameroun [A. LAPLANTE (1954)] reproduisent ainsi convenablement le cortex ferrallitique expérimental (tabl. 49) ⁽¹⁾.

Dans le cas des roches plus riches en silice, l'altération a été beaucoup moins poussée, de telle sorte que la composition chimique totale ne permet pas à elle *seule* d'invoquer un processus ferrallitique. Nous avons donc été amenés à chercher, à l'intérieur du domaine tropical, des exemples caractérisés par une évolution latéritique nettement mise en évidence grâce à des investigations minéralogiques complémentaires et en même temps par une décomposition peu intense et parvenue sensiblement au *même* stade que dans l'étude expérimentale (tabl. 50).

L'exemple rapporté pour les roches neutres est tiré d'un profil de la Guyane britannique formé sur Diorite quartzifère [J. B. HARRISSON (1933)]. La zone IX a été choisie parce que c'est celle qui correspond le mieux à la croûte ocre de la lave de Volvic. Or cette zone se trouve dans le profil à 50 cm de la Diorite saine, c'est-à-dire bien au-dessus des zones IV et V qu'HARRISSON avait dénommées : « zone de latéritisation commençante ». Comme dans le milieu expérimental, malgré un rapport $\frac{\text{SiO}_2}{\text{Al}_2\text{O}_3} > 2$ [4,3], l'évolution est de type franchement latéritique.

⁽¹⁾ J. T. HUTTON après avoir lu un extrait de ce travail (Clays Mineral Bulletin, 1961) m'a signalé qu'il connaissait même des sols sur Basalte dans les îles Norfolk (Pacifique) caractérisés par une composition chimique *identique* à celle obtenue dans ces expériences.

Rapport = $\frac{\text{Élément sol}}{\text{Élément Basalte originel}}$	Rooty Hill (Norfolk)	Croûte ocre (expérience)
SiO ₂	0,3	0,5
Al ₂ O ₃	1,7	1,7
Fe ₂ O ₃	2,8	2,5
TiO ₂	2,5	1,9

TABLEAU 49

Caractère chimique	Roche basique (Basalte)					
Comparaisons	Milieu naturel Madagascar ⁽¹⁾ — Antalaha (2 000 mm — 24°C)		Soxhlet « Basalte »		Milieu naturel Cameroun ⁽²⁾ (1 800 mm — 25°C)	
Éléments	Roche	Croûte	Roche	Croûte	Roche	Croûte
SiO ₂	49,5	19,8	45,2	23,4	43,0	23,0
Al ₂ O ₃	13,5	30,0	12,2	21,4	19,8	40,0
Fe ₂ O ₃	13,4	37,1	14,7	35,9	11,5	30,3
TiO ₂	2,5	5,2	4,3	8,1	3,0	5,8
MgO	21,5	7,8	8,3	5,3	8,0	0,3
CaO			11,0	3,0	7,0	0,3
Na ₂ O			2,7	1,6	4,0	0,2
K ₂ O			1,6	1,3	1,7	0,1
Total	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
$K_f = \frac{SiO_2}{Al_2O_3}$	6,2	1,1	6,3	1,8	3,6	0,9

⁽¹⁾ A. LACROIX (1923).

⁽²⁾ A. LAPLANTE (1954).

Enfin, le cas du Granite est encore plus délicat car le degré d'altération a été si faible que le matériau résiduel pourrait, si l'on s'en tient à l'aspect global, représenter une décomposition aussi bien septentrionale qu'équatoriale. Mais des cas analogues existent réellement dans la nature en milieu *tropical* : on peut citer ainsi, à titre d'exemple, le cortex ferrugineux pourtant peu transformé du Granite de Divo en Côte-d'Ivoire, qui contient néanmoins de la Gibbsite, de la Kaolinite et de la Goethite [N. LENEUF (1959)]. Comme dans le cas des roches médiosiliciques, un paramètre $K_f > 2[8,0]$ et un très faible degré de décomposition n'empêchent cependant pas une altération de type nettement ferrallitique de se développer.

*
* *

Ainsi, l'analogie entre les résultats expérimentaux et les données tropicales paraît maintenant si étroite qu'il semble raisonnable d'attribuer aux deux aspects la même tendance évolutive. L'accélération des phénomènes provoqués au laboratoire grâce à l'élévation de la température et à l'intensification du lessivage ne semble donc pas modifier considérablement l'allure générale du processus.

C'est là un élément important qui laisse déjà entrevoir les possibilités offertes par la méthode expérimentale dans l'étude systématique des phénomènes d'altération

TABLEAU 50

Caractère chimique de la Roche	Roche neutre				Roche acide			
Comparaisons	Soxhlet « Volvic »		Milieu naturel Diorite quartzifère Guyane britannique (3 800 mm-25°C) ⁽¹⁾		Soxhlet « Granite »		Milieu naturel Granite de Divo Côte d'Ivoire (1700 mm-25°C) ⁽²⁾	
Éléments	Roche	Croûte	Roche	Zone IX	Roche	Cortex	Roche	Cortex C
SiO ₂	57,3	50,4	59,5	54,7	66,7	66,1	74,00	72,66
Al ₂ O ₃	19,3	22,0	17,3	21,5	14,2	15,1	14,50	15,40
Fe ₂ O ₃	9,0	12,9	8,2	11,1	7,3	8,8	0,99	1,10
TiO ₂	1,5	1,0	1,3	2,2			0,26	0,20
MgO	2,8	2,5	3,2	3,6	1,9	1,7	0,04	0,04
CaO	3,8	3,6	6,3	4,8	2,2	1,7	1,21	1,00
Na ₂ O	2,3	2,4	3,6	1,2	3,5	2,8	4,25	4,00
K ₂ O	4,0	4,2	0,6	0,9	4,2	3,8	4,75	5,60
Total	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,00
$Ki = \frac{SiO_2}{Al_2O_3}$	5,1	3,9	6,1	4,3	8,0	7,4	8,7	8,0

⁽¹⁾ J. B. HARRISSON (1933).

⁽²⁾ N. LENEUF (1959).

II. — DÉVELOPPEMENT ET PROGRESSION DES PHÉNOMÈNES D'ALTÉRATION

Les comparaisons précédentes avaient pour but essentiel de préciser la **nature** du processus d'altération réalisé au laboratoire ; elles ont ainsi montré que l'évolution expérimentale était, *quel que soit le type de roche*, géochimiquement identique et de tendance nettement ferrallitique.

L'apparition d'un tel processus au cours de la décomposition semble donc dépendre, au moins dans le cas extrême de ces essais, de la présence d'un certain nombre de conditions *qui agissent indépendamment des paramètres pétrographiques*. Ces conditions sont de nature hydrodynamique, thermique ou physicochimique et représentent *grosso modo* ce que l'on désigne dans le milieu naturel par l'appellation générale de « facteurs pédogénétiques actifs ». Elles seront envisagées systématiquement dans les essais ultérieurs.

Le seul problème qui se pose maintenant consiste donc à étudier l'influence des

CARACTÉRISTIQUES PÉTROGRAPHIQUES des matériaux au cours de l'altération et à préciser en particulier le rôle joué par certaines, telles que la structure et la composition chimique, sur le **développement** d'un processus bien déterminé (qui est ici de type ferrallitique). Le grand nombre de données qui ont été recueillies au cours de cette longue série d'essais permet de faire, en effet, une mise au point à propos de cette question.

*
* * *

L'analyse de la progression de la décomposition en fonction de la nature des roches, nous a conduit à distinguer deux éléments fondamentaux :

- le degré de pénétration réelle,
- le taux de décomposition totale,

qui peuvent d'ailleurs être réunis synthétiquement dans un Indice unique qui permet d'évaluer *globalement* l'altération.

1. Le degré de pénétration réelle $[\alpha]$

C'est, pour un matériel pétrographique déterminé, la proportion de roche atteinte pendant un temps donné par les phénomènes d'altération.

Il traduit donc la VITESSE DE PÉNÉTRATION à partir de la surface.

Dans les études expérimentales, cet indice peut être représenté directement par le poids global de « croûte ferrugineuse superficielle » rapportée à 100 grammes de roche initiale. Nous avons ainsi trouvé des valeurs de 10 p. 100 environ pour Volvic, 5 p. 100 pour le Basalte et de l'ordre de 2 p. 100 pour le Granite.

Mais, on a essayé en outre de préciser ce paramètre **indirectement** à partir du *taux de lessivage absolu* caractéristique de chaque roche (cf. p. 91). Le tableau 51 qui rassemble les valeurs obtenues par l'intermédiaire de ce procédé montre que les chiffres sont sensiblement voisins de ceux qui résultent de la première méthode.

TABLEAU 51

Roches	Volvic	Basalte	Granite
Proportion du Cortex d'altération (%)	10	5	2
Taux de lessivage absolu (%)	7,0	4,5	1,8

Si l'on s'en tient à ces dernières valeurs, parce qu'elles sont obtenues avec une précision supérieure à celles des mesures directes, on constate alors, que si le degré de pénétration est représenté par 1 dans le cas du Granite, il est de 2,5 pour le Basalte et environ de 4 pour la lave de Volvic.

La comparaison des valeurs obtenues à partir des deux roches microlitiques est ainsi très intéressante à considérer puisqu'elle met en évidence une relation de dépendance entre l'indice α et la *compacité* originelle du matériel : en effet, Volvic qui a une structure ouverte de lave scoriacée est 1,6 fois plus sensible à la pénétration des processus d'altération que le Basalte compact.

Ce sont donc les facteurs **architecturaux** qui semblent intervenir en premier lieu dans le développement progressif des phénomènes d'altération.

2. Le taux de décomposition totale [β]

C'est, pour la même durée d'action, la proportion globale de minéraux entièrement décomposés rapportée à la zone **attaquée** ; celle-ci étant définie par le premier indice α [= croûte = zersatz].

Le taux de décomposition β , qui dans ces essais traduit la vitesse de l'altération chimique, représente donc exactement ce que nous avons défini précédemment sous le nom d'*Hydrolysat* (*) (cf. p. 61). Il peut être ainsi déterminé par l'intermédiaire de la composition chimique, de la constitution minéralogique et du raisonnement isovolumétrique. Les valeurs obtenues en utilisant cette méthode sont reportées dans la colonne (5) du tableau 52.

TABEAU 52

Roche	S_R (1)	S_A (2)	$M = \left[\frac{S_A}{S_R} \times 100 \right]$ (3)	$\beta' = (100 - M)$ (4)	β (Hydrolysat) (5)
Volvic	4,9	2,8	57,5	42,5	35,4
Basalte.....	3,5	0,9	25,5	74,5	80,5
Granite	3,7	2,8	76,0	24,0	20,5

Mais il y a une façon beaucoup plus simple de l'évaluer dans le cas d'une évolution ferrallitique à partir du paramètre $S = \frac{\text{SiO}_2 \text{ combiné}}{\text{R}_2\text{O}_3}$ déterminé dans la croûte d'altération (S_A) et dans la roche saine (S_R). En effet, si l'on fait le rapport $\frac{S_A}{S_R}$, celui-ci qui est de 1 au départ, tend à s'annuler lorsque la roche est entièrement latéritisée. La valeur $M = \left[\frac{S_A}{S_R} \times 100 \right]$ dans un matériel en voie d'altération donne ainsi une idée de l'importance de la fraction de roche *non encore décomposée* [tabl. 52, colonne (3)] ; il devient alors aisé d'**évaluer** par différence le pourcentage de roche réellement altérée [β'] [colonne (4)].

Le tableau 52 montre ainsi que les résultats obtenus en utilisant ce dernier procédé correspondent sensiblement à ceux calculés à partir de la méthode basée sur le raisonnement isovolumétrique.

Pour procéder à des comparaisons valables entre les différentes roches, on a été conduit cependant à ramener toutes les valeurs calculées à une action de même efficacité, exprimée par le *même* volume total d'écoulement. Si l'on prend ainsi comme référence celui qui a caractérisé l'essai le plus long, soit le Soxhlet « Granite » (1 950 litres), on arrive alors aux indices absolus et relatifs indiqués dans le tableau 53.

TABLEAU 53

Roches	Volvic	Basalte	Granite
Hydrolysats <i>absolu</i> β_a (%)	47,3	91,5	20,5
Valeur relative	2,3	4,5	1,0

On constate ainsi que le taux de décomposition totale est le plus élevé dans le cas du Basalte et le plus faible pour le Granite. La lave de Volvic, qui du point de vue de la pénétration venait largement en tête, retrouve ici une place intermédiaire.

Le classement des différentes roches obtenu à partir de cet indice β_a se superpose donc à celui réalisé en tenant compte de la composition chimique et en particulier de la teneur en silice : *Pour un temps d'action identique, le taux de décomposition totale est d'autant plus élevé que la roche est moins riche en silice.* Ce résultat est conforme aux données sur l'extraction de la silice, telles qu'elles avaient été antérieurement mises en évidence lors de l'étude consacrée au paramètre $\frac{\text{SiO}_2}{\text{Bases}}$ (cf. p. 120).

La **composition chimique** des matériaux de départ semble ainsi jouer un rôle essentiel dans l'évolution de la décomposition au cours des phénomènes d'altération.

3. Conséquences générales.

L'examen simultané des deux indices dans le cas des roches volcaniques est particulièrement instructif, car il montre que le degré de pénétration et le taux de décomposition sont des éléments *distincts* qui, pour une roche donnée, peuvent ne pas se superposer. L'andésite de Volvic est caractérisée par une pénétration relativement importante et une décomposition moyenne, alors que l'altération du Basalte se traduit par une pénétration plus faible et une décomposition très intense.

Ainsi, une pénétration **profonde** qui représente une progression *rapide* peut-elle être liée à un taux de décomposition assez *faible*, tandis qu'une pénétration **superficielle** et *lente* peut aller de pair avec une décomposition *complète*.

L'association des deux notions définies antérieurement met donc en évidence deux « modes » d'altération nettement distincts, qui correspondent pourtant au développement du **même** processus minéralogique (Ferrallitisation).

*
* *

Si l'on se place maintenant sur un plan *global*, on peut alors utiliser un **indice général de l'altération** constitué par la réunion des deux paramètres *absolus* précédents. En effet, α représentant le pourcentage de la croûte d'altération par rapport à la roche initiale et β le pourcentage de la fraction décomposée au sein de la croûte, l'indice $I_A = \frac{\alpha \times \beta}{100}$ donne directement la proportion *totale* (en p. 100) de roche décomposée par rapport à la masse *initiale*.

Si l'on applique ces données aux trois matériaux utilisés, on obtient les résultats consignés dans le tableau 54.

TABLEAU 54

Roche	Volvic	Basalte	Granite
α (%).....	7,0	4,5	1,8
β (%).....	47,3	91,5	20,5
$I_A = \frac{\alpha \times \beta}{100}$ (%).....	3,31	4,11	0,37

Ainsi, des trois roches expérimentées, le Basalte a subi l'altération la plus importante (**11** fois plus que le Granite) ; la lave de Volvic, malgré son degré de pénétration plus élevé, ne venant qu'en deuxième position (**1,25** fois moins que le Basalte). Quant au Granite, il a été de loin la roche la moins profondément touchée et la plus faiblement décomposée.

*
* *

Les considérations précédentes mettent clairement en évidence le rôle joué par chacune des caractéristiques pétrographiques au cours de l'évolution d'un type d'altération donné.

L'ensemble des informations recueillies à ce sujet lors de l'étude expérimentale peut finalement être condensé sous la forme générale du tableau synoptique suivant :

TABLEAU 55

Processus d'altération	Type d'évolution chimique et minéralogique	Facteurs pédogénétiques actifs	
Indice d'altération globale (I_A)	Degré (vitesse) de pénétration réelle α	Caractéristiques architecturales	Paramètres pétrographiques
	Taux (vitesse) de décomposition totale β	Caractéristiques chimiques	

II^e PARTIE

LES PHÉNOMÈNES D'ALTÉRATION EXPÉRIMENTALE EN PRÉSENCE DE CONDITIONS VARIÉES

« ... On peut aussi en variant les moyens que l'on met en œuvre, chercher à définir nettement les conditions compatibles avec chaque phénomène de manière à les circonscrire dans des limites de plus en plus resserrées et à rétrécir ainsi le champ des hypothèses. »

A. DAUBRÉE.

Études synthétiques de Géologie expérimentale, 1879.

CHAPITRE V

VARIATION DES CONDITIONS PHYSICOCHIMIQUES : ALTÉRATION EN PRÉSENCE DE CO₂

I. — CARACTÈRES GÉNÉRAUX DES ESSAIS

1. Introduction

Au cours de la série d'expériences consacrées à l'étude de l'altération des roches en présence de conditions physicochimiques variées, il était logique de s'intéresser en premier lieu au rôle spécifique joué éventuellement par le gaz carbonique.

C'est en effet un constituant normal de l'atmosphère dont la teneur habituelle, qui résulte d'un équilibre dynamique, est de l'ordre de 3.10^{-4} . C'est aussi un élément ordinaire des eaux naturelles où sa concentration peut d'ailleurs être assez variable : 2 à 5 mg/l au minimum pour les eaux superficielles ; 90 à 180 mg/l en moyenne pour les eaux souterraines [H. SCHOELLER (1956)]. Enfin, c'est un corps extrêmement répandu dans les régions volcaniques où il apparaît quelquefois à de très fortes concentrations sous forme d'émanations fumerolliennes (Mofette) ⁽¹⁾ ou de sources hypogènes ⁽²⁾. Le gaz carbonique est donc à notre époque un élément *constant* de la Biosphère. Il est difficile de savoir si dans le passé, il en a toujours été ainsi ; signalons toutefois que d'après certaines théories, la teneur de l'atmosphère en CO₂ au cours des premières périodes géologiques aurait pu être nettement plus élevée qu'elle ne l'est actuellement.

Il était normal aussi que l'on étudie systématiquement l'action de CO₂ sur les roches car son rôle dans les phénomènes d'altération à la surface du Globe a fait depuis longtemps l'objet de nombreuses discussions : il existe une tendance en effet qui assigne au gaz carbonique un rôle majeur dans la décomposition générale des minéraux [J. FOURNET (1833) — H. FBELMEN (1845-1847) — G. BISHOP (1847)...]

(1) Gaz volcaniques d'après F. W. CLARKE (1924).

	Nea Kameni (Santorin)	Palici (Sicile)
CO ₂	95,37	94,70
O ₂	0,49	1,10
N ₂	4,14	3,52
CH ₄	—	0,68
	100,00	100,00

(2) Sources carbogazeuses, telles que celle de Saint-Galmier (Forez) : 3,3 g CO₂/litre.

alors qu'à l'opposé, une autre lui conteste toute action efficace ou se borne à lui attribuer un rôle très secondaire [A. S. CUSMANN (1906), E. RAMANN (1921), P. URBAIN (1934)] faisant de « l'hydrolyse » (*) le mécanisme fondamental de l'altération chimique des roches. La controverse ne s'est d'ailleurs pas toujours placée sur un plan général. Dans certains cas, elle a eu lieu à propos de phénomènes bien définis tels que la Kaolinisation, la Latéritisation et la Bauxitisation :

— Ainsi, G. GAGEL et H. STREMMER (1909), W. LINDGREN (1915-1938), A. F. BUDDINGTON (1923), A. ZWETSCH (1950)... entre autres, en ont fait l'agent principal de la décomposition des roches avec formation de Kaolinite.

— O. VEATCH (1909), J. M. CAMPBELL (1917), E. C. MOHR (1944), J. VAN SCHUYLENBORGH (1958) (1961)... lui attribuent un rôle essentiel dans la Latéritisation des régions tropicales.

— Enfin certains auteurs, dont G. SABOT (1952), H. R. HOSE (1960) et surtout V. T. ALLEN (1935-1960), le considèrent comme l'agent spécifique de la genèse des Bauxites (*).

Il est donc naturel, dans ces conditions, que le problème ait été depuis longtemps abordé par voie expérimentale. De nombreux essais ont ainsi été réalisés : A. DAUBRÉE (1857), H. FITTBOGEN (1873), R. MÜLLER (1877), F. SESTINI (1900), J. DUMONT (1909), G. DAIKUCHARA (1914), O. TAMM (1929), D. CHATONIER (1957). Ils ont tous été effectués suivant le même protocole expérimental : contact des minéraux ou des roches, pendant un temps donné et en présence de températures peu élevées avec un volume *limité* d'eau pure et « d'eau carbonique » ; dosage dans chaque cas des éléments passés en solution et enfin, comparaison des déterminations. Les résultats obtenus ont toujours montré que la mise en solution était plus intense en présence de CO_2 , mais ils n'ont *jamais* fait apparaître de néogenèses minéralogiques au sein du matériel en voie d'altération. Ce n'est qu'en conditions « hydrothermales », $\theta = 200^\circ\text{C}$ — $P \text{ totale} = 25,7 \text{ atm.}$; $P_{\text{CO}_2} = 9,7 \text{ atm.}$ — M. LAGACHE et *al.* (1961)] que tout récemment, grâce à la diffraction électronique, J. WYART et *al.* (1963) ont pu montrer l'individualisation de la Boehmite au cours de la décomposition d'un feldspath de type albite.

Il convient donc maintenant de reprendre l'étude systématique de ce problème en opérant dans des conditions voisines de celles du milieu naturel (pression atmosphérique — températures peu élevées) et en provoquant l'altération des roches disposées dans un Soxhlet grâce à un lessivage *continu* par des eaux chargées de CO_2 .

2. Conditions des essais

Les caractères généraux du modèle expérimental ayant été étudiés en détail au cours du chapitre premier, seules les conditions particulières à ce type d'essai seront examinées maintenant.

a) CARACTÉRISTIQUES PÉTROGRAPHIQUES

Deux catégories de roches seulement ont été soumises à l'action de CO_2 : ce sont les types extrêmes de la gamme pétrographique endogène, à savoir le Granite et I_e

Basalte. Le remplissage à été réalisé sur toute la hauteur de l'extracteur ⁽¹⁾, comme dans le cas précédent, mais les dimensions des fragments adoptées ici ont été nettement plus faibles. En effet, nous étions partis antérieurement de morceaux d'assez grande taille afin de montrer que l'altération pouvait se développer au laboratoire à partir de roches *massives*. Mais la surface totale en contact avec l'eau était de ce fait assez réduite ; aussi a-t-il fallu attendre un temps relativement long pour obtenir quelques résultats.

Nous avons pensé alors que dans les essais ultérieurs, il était peut-être préférable de disposer d'une surface externe plus importante de façon à réduire la durée totale des expériences. C'est pourquoi les fragments de roches soumis à l'altération dans les extracteurs ont été de dimensions nettement plus petites : après avoir tapissé le fond de l'appareil avec des morceaux de 10 mm de diamètre environ (50 grammes au total), on a rempli le reste du manchon par des fragments dont la taille était comprise entre 2 et 4 mm.

Le poids total de roche utilisé dans les essais a été ainsi de 310 g dans le cas du Granite et de 425 g pour le Basalte.

b) CARACTÉRISTIQUES THERMOHYDRIQUES

Elles ont été sensiblement analogues à celles de l'archétype expérimental (cf. p. 41).

La température (65-70°C) et l'état hygrométrique (234 mm de mercure) sont même identiques.

Quant à la pluviosité, elle est plus élevée : 5 litres par jour, soit 2 550 mm, ce qui correspond à une intensité horaire de 105 mm [cf. à titre de comparaison le tableau 6 p. 45]. Mais, le régime est similaire, c'est-à-dire caractérisé essentiellement par la continuité et la permanence des précipitations.

Ainsi, dans cette expérience, les « conditions climatiques » sont encore essentiellement de type « hypertropical ».

c) CARACTÉRISTIQUES PHYSICOCHEMQUES

Ces caractéristiques sont nettement différentes de celles des essais en présence d'eau et à l'air libre.

Le dispositif expérimental est exactement le même, mais nous avons adapté une tubulure à la sortie du réfrigérant condenseur (cf. fig. 3, p. 28) de façon à assurer une circulation *permanente* d'un courant de CO₂.

Dans ces conditions, l'atmosphère du Soxhlet ne contient que du gaz carbonique et de la vapeur d'eau [P_{H₂O} = 0,7 atm. — P_{CO₂} = 0,3 atm.] ; elle est donc fortement carbonique mais complètement *désoxygénée*.

L'eau qui se condense en présence d'une telle atmosphère se sature instantanément en CO₂. Nous obtenons ainsi pour la température de 70°C, une solution de lessivage contenant environ 400 mg par litre d'anhydride carbonique (mode de calcul —

(1) Les dimensions des Soxhlets utilisés sont :

\ Diamètre du manchon : 50 mm.
 \ Hauteur totale du manchon : 180 mm.
 / Hauteur du niveau du siphon : 120 mm.

Annexe II), soit *grosso modo* M/100 ⁽¹⁾. Son pH, mesuré à différentes reprises, oscille généralement entre 4,0 et 4,2.

Le tableau 56 récapitule les caractéristiques de l'eau d'altération en Soxhlet-CO₂ ainsi qu'un certain nombre de données naturelles et expérimentales.

TABLEAU 56

Gaz dissous (mg/l)	Azote	Oxygène	CO ₂
Eau atmosphérique à 20°C	15,25 mg/l	9,15 mg/l	0,57 mg/l
Eaux du sol et eaux souterraines	variable	variable	2 à 180 mg/l ⁽¹⁾
Eaux d'altération dans le Soxhlet-arché-type (70°C)	5,80 mg/l	3,80 mg/l	0,15 mg/l
Eau d'altération dans le Soxhlet-CO ₂ (70°C) ..	—	—	environ 400 mg/l

⁽¹⁾ D'après H. SCHOELLER, 1956.

En conclusion, l'altération des roches a été provoquée par l'intermédiaire d'une solution aqueuse d'acide carbonique à pH = 4 environ et en présence d'une atmosphère désaérée et riche en CO₂. On a donc affaire dans cet essai à un lessivage de type **acide** réalisé en milieu *inerte* du point de vue des phénomènes d'oxydoréduction.

3. Développement général de l'altération

Dès le début des essais, l'eau chargée de CO₂ provoque une altération notable des fragments de roches comme l'atteste la valeur du pH des eaux d'extraction mesuré lors des siphonages (tabl. 57). La mise en solution d'un certain nombre d'éléments,

TABLEAU 57

Roche	Eau de condensation	Eau d'extraction	Lessivats d'accumulation
Basalte	4,0	4,8-5,5	9 5
Granite	4,0	4,4-4,9	8,5

⁽¹⁾ Sources de Chaudes-Aigues (Cantal) : 620 mg/l CO₂/litre, $\theta = 80^{\circ}\text{C}$ — Sources de Vichy (Allier) : 850 mg/l, $\theta = 45^{\circ}\text{C}$. [E. JACQUOT et E. WILM (1894)].

qui se réalise sous forme de bicarbonates, est donc rapide. De ce fait, le ballon récepteur devient très vite alcalin et légèrement opalescent.

Mais la suspension, au lieu d'être « laiteuse » comme dans les essais à l'eau pure, prend *dès les premiers litres* un aspect verdâtre très caractéristique. Cette couleur est due à la présence d'une multitude de petites particules vertes de néoformation qui, après agglomération, finissent par se déposer dans le fond du ballon. Ce phénomène s'est manifesté pendant toute la durée des essais. Mais, pour maintenir l'allure régulière de l'ébullition, on a été obligé, comme dans le cas précédent, de transvaser périodiquement (en général tous les 100 litres de lessivage) les lessivats concentrés, afin de remettre de l'eau pure dans les ballons inférieurs.

*
* *

L'examen de l'évolution macroscopique des roches disposées dans le manchon, effectué systématiquement tout au long des essais, a été beaucoup moins fructueux

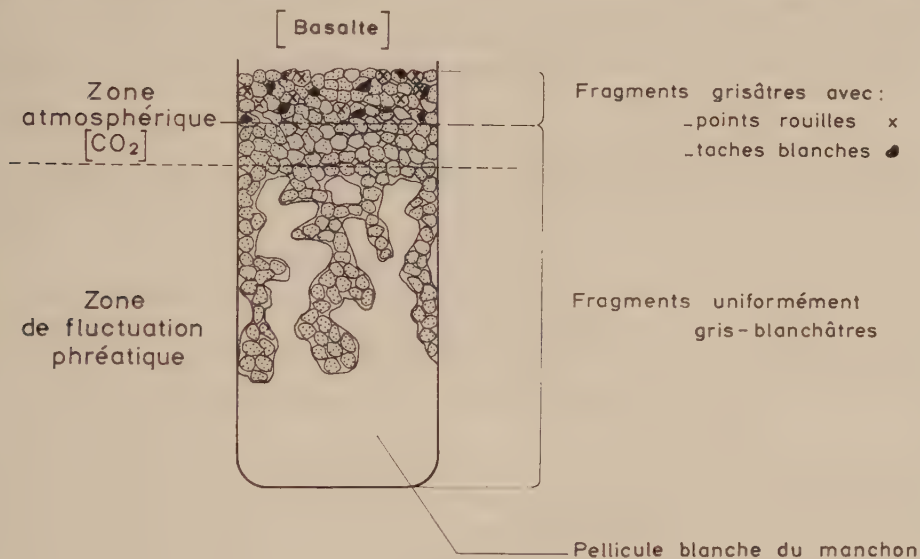


FIG. 24

que dans l'expérience précédente, l'altération ne se traduisant pas ici *visuellement*, par des transformations aussi caractéristiques.

a) *Basalte* (fig. 24). Dans la zone atmosphérique, les fragments ont progressivement perdu leur teinte noire initiale et sont devenus gris-pâle extérieurement. Mais en outre, au bout d'un certain temps difficile à préciser, deux faits nettement apparents ont pu être notés :

1° — développement de quelques *points rouille*, disséminés çà et là dans la partie supérieure du Soxhlet.

2° — individualisation, en certains endroits de cette même zone, de *taches blanches* superficielles.

A première vue, les deux phénomènes semblent d'ailleurs distincts puisque les petits dépôts blancs peuvent exister, soit sur des fragments entièrement grisâtres, soit sur des fragments présentant quelques points de ferruginisation.

Dans la zone de fluctuation phréatique, en même temps que les morceaux de Basalte devenaient progressivement gris-blanchâtre, une pellicule blanche s'est déposée régulièrement sur la paroi du manchon comme dans le cas de l'archétype expérimental.

b) *Granite* : En général, les fragments ont gardé leur aspect gris habituel : les feldspaths sont devenus ternes en surface, mais les lamelles de biotite ont conservé leur teinte noire. Dans la zone atmosphérique cependant, on a pu remarquer quelques points rouille développés à l'emplacement de certaines paillettes micacées.

Enfin, et contrairement à l'essai sur Basalte, la présence d'une pellicule blanche déposée contre la paroi du manchon phréatique n'a *jamais* été constatée.

Malgré les faibles modifications macroscopiques présentées par le matériel, les essais ont néanmoins été poursuivis le plus longtemps possible. Le circuit a ainsi fonctionné en continu pendant 13 mois pour le Granite et 18 mois pour le Basalte, ce qui représente un volume total de lessivage respectivement de 2 000 et 2 750 litres.

II. — ÉTUDE GÉOCHIMIQUE DES PHÉNOMÈNES D'ALTÉRATION

A. — LES FAITS EXPÉRIMENTAUX

1. Essai sur Basalte

a) ALTÉRATION EN ZONE ATMOSPHÉRIQUE

Après avoir retiré les fragments de roches du manchon extracteur, l'étude a débuté par l'examen des « taches blanches » de la partie supérieure. On a pu ainsi constater que celles-ci représentaient toujours un *dépôt* plus ou moins épais situé à la surface externe des roches. On a alors récupéré le produit blanc superficiel par grattage des différents fragments caractérisés par cette formation et procédé sur l'ensemble à un certain nombre de déterminations.

L'acide chlorhydrique, tout d'abord essayé à froid, n'a provoqué aucun dégagement gazeux. Mais dès que l'on a chauffé légèrement, une petite effervescence est apparue dans le tube à essai. Dans ces conditions, il était difficile de l'attribuer à l'attaque d'un carbonate de calcium classique.

Le diagramme de rayons X confirme cette remarque. En effet, il met en évidence à côté d'un halo diffus vers 3,60 Å, un certain nombre de raies définies à 2,96 Å (m) — 2,78 Å (f) — 2,45 Å (f) — 1,87 Å (f), qui ne correspondent pas aux réflexions habituelles de la calcite, mais qui semblent caractériser des *mixtes magnésiens* de type $\text{Ca}_{1-x}\text{Mg}_x[\text{CO}_3]$ avec $0 < x < 1$ [B. KÜBLER (1958) ; G. BARON (1960)]. La loi de VEGARD relative aux solutions solides permet d'expliquer le remplacement des diverses réflexions au fur et à mesure des substitutions, et notamment celui de la raie $[112]$ (104 en

Système hexagonal), qui se trouve à 3,03 Å dans le cas de la calcite vraie. De cette façon, on a pu évaluer, à partir des diagrammes de J. R. GOLDSMITH et D. L. GRAF (1958), la proportion molaire de MgCO_3 répartie dans le réseau de la calcite. Elle représente ici 20 mole p. 100 de MgCO_3 .

Enfin, l'analyse chimique effectuée sur le produit blanc desséché à l'étuve à 150°C a permis de déterminer la composition chimique globale du précipité et de calculer directement la formule structurale du carbonate (tabl. 58). En utilisant ce procédé, on arrive à la composition : $[\text{Ca}_{0,81}\text{Mg}_{0,19}]\text{CO}_3$, qui correspond parfaitement à la détermination cristallographique. En outre l'analyse met en évidence une importante quantité de *silice hydratée*. Celle-ci, à qui on peut attribuer le halo du spectre X à 3,60 Å, est donc amorphe.

TABLEAU 58

Éléments	Proportions (%)	Nombre de millimolécules	Total (%)	Formules
H_2O	4,5	250	74,9	0,21 $\text{H}_2\text{O}, \text{SiO}_2$
SiO_2	70,4	1 173		
CaO	11,6	208	25,1	$[\text{Ca}_{0,81}\text{Mg}_{0,19}]\text{CO}_3$
MgO	2,0	50		
CO_2	11,5	261		

En conclusion, le revêtement blanc que l'on trouve disséminé à la surface de quelques fragments de la zone supérieure est essentiellement constitué par l'association de CALCITE MAGNÉSIEENNE du type $[\text{81CaCO}_3, \text{19MgCO}_3]$ et de SILICE AMORPHE hydratée, qui représentent respectivement 25,1 p. 100 et 74,9 p. 100 de l'ensemble.

*
* * *

Un certain nombre de fragments pris au hasard dans la zone atmosphérique ont ensuite été brisés afin d'examiner la progression interne de l'altération. On a pu ainsi mettre en évidence un cortex superficiel de teinte grisâtre ou légèrement rouille suivant les cas, relativement poreux et même assez fragile sans toutefois qu'il tombe en poussière au contact des doigts. On constate en outre que le passage de l'enveloppe altérée au Basalte sous-jacent, qui est aussi noir et compact que la roche saine initiale, est toujours très brutal. Il n'a malheureusement jamais été possible, étant donné le petit diamètre des grains, de séparer une partie de cette zone corticale pour mesurer sa densité apparente et établir, comme cela a été réalisé dans le cas du lessivage à l'eau pure, le bilan géochimique global. On a pu seulement récupérer par grattage le cortex en poudre (10 p. 100 environ de fragments originaux) et procéder aux investigations chimiques et minéralogiques ordinaires.

On remarque ainsi que le choix dans cet essai d'une petite dimension pour les fragments de Basalte soumis à l'altération provoque bien une évolution plus rapide des roches mais ne permet pas une étude géochimique aussi précise que celle indiquée

au cours des recherches antérieures (I^{re} Partie). Les expériences à partir de gros fragments sont donc à préférer car elles apportent des données beaucoup plus complètes sur les phénomènes artificiels.

* * *

La caractérisation des minéraux de néoformation, qui ont pu apparaître au sein de la zone corticale, a été réalisée en utilisant les méthodes classiques. On a mis ainsi en évidence :

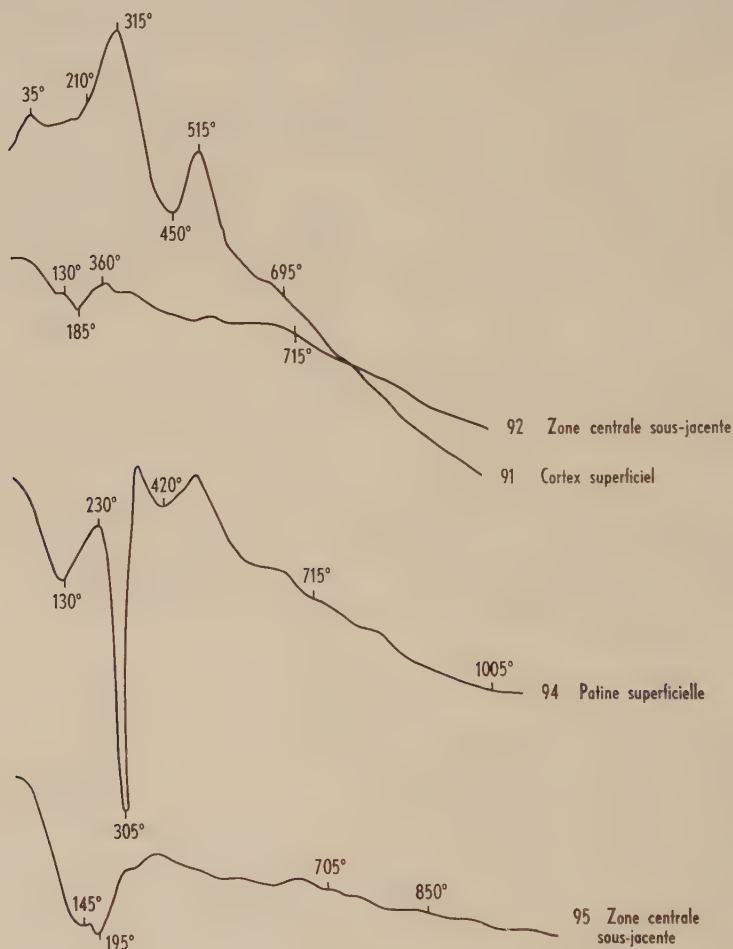


FIG. 25

— de la **Boehmite** AlO.OH , bien individualisée par les réflexions X à 6,11 Å (m) — 2,35 Å (m) — 1,85 Å (f) et 1,45 Å (f) et par le net crochet endothermique à 450°C (fig. 25 : courbe 91);

— des gels ferriques amorphes de type **Stilpnosidérite** $\text{Fe}_2\text{O}_3, n\text{H}_2\text{O}$, caractérisés par le pic exothermique qui apparaît à 320°C.

Mais, par contre, aucun indice n'a permis de constater la présence de calcites magnésiennes au sein du cortex d'altération. La formation de ces carbonates semble ainsi correspondre à un phénomène de dépôt superficiel extrêmement *localisé*.

L'analyse chimique, effectuée en même temps sur l'enveloppe externe et la zone centrale, indique nettement la progression de l'altération (tabl. 59).

TABLEAU 59

Éléments	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Total
Cortex d'altération	33,3	24,0	20,2	6,1	5,4	8,3	1,5	1,2	100,0
Zone centrale	44,2	12,4	16,0	4,1	8,1	11,8	2,8	1,3	100,0

Paramètres moléculaires	$\frac{\text{SiO}_2}{\text{Al}_2\text{O}_3}$	$\frac{\text{SiO}_2}{\text{R}_2\text{O}_3}$
Cortex	2,3	1,5
Zone centrale	6,1	3,3

Les résultats pondéraux consignés dans le tableau 59 traduisent donc une élimination notable de la silice et des alcalinoterreux et une accumulation importante d'alumine, qui correspond d'ailleurs à l'apparition de Boehmite au sein du cortex d'altération.

b) ÉVOLUTION DANS LA ZONE DE FLUCTUATION

On a procédé tout d'abord à l'étude aux rayons X de la *pellicule blanche* déposée sur le verre du manchon. Le spectre obtenu (fig. 26) présente de nombreuses réflexions : 4,79 Å (F), 4,33 Å (F), 3,30 Å (m), 2,45 Å (m), 2,37 Å (m), 2,03 Å (m), 1,98 Å (m), 1,79 Å (m), 1,45 Å (m). Cet ensemble de raies traduit donc la présence de **Gibbsite** *pure* et bien cristallisée.

*
* * *

On a récupéré ensuite par grattage superficiel le cortex d'altération des fragments grisâtres de la zone phréatique. L'étude minéralogique effectuée sur la poudre a mis alors nettement en évidence de la **Gibbsite** caractérisée par les raies à 4,79 Å (m), 4,33 Å (m), 2,45 Å (m) et par un pic endothermique aigu à 305°C (fig. 25 : courbe 94).

La courbe d'analyse thermique différentielle montre en outre un faible crochet endothermique vers 420°-440°C qui pourrait être attribué à l'existence d'une petite quantité de Boehmite.

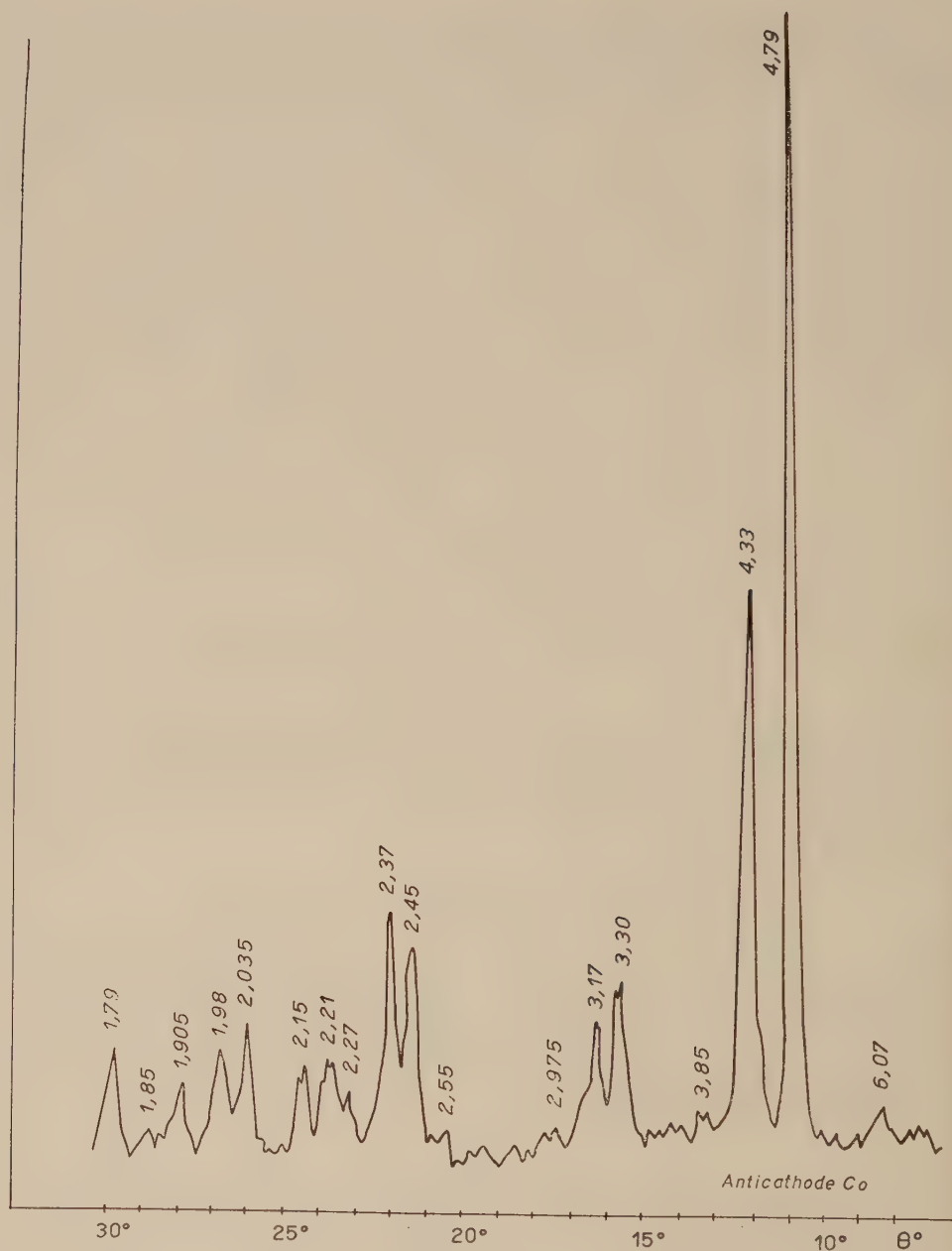


FIG. 26

Les déterminations chimiques confirment l'accumulation d'alumine, qui paraît même encore plus importante que dans la zone atmosphérique (tabl. 60). Elles traduisent aussi un lessivage relativement important de la silice et des alcalinoterreux.

TABLEAU 60

Éléments	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Total
Cortex d'altération	35,2	26,3	17,5	5,3	5,4	7,5	1,4	1,2	100,0
Zone centrale	43,9	11,8	16,1	4,5	8,3	11,1	2,7	1,6	100,0

Paramètres moléculaires	SiO ₂ /Al ₂ O ₃	SiO ₂ /R ₂ O ₃
Cortex	2,3	1,6
Zone centrale	6,3	3,5

c) ÉTUDE DES LESSIVATS D'ALTÉRATION

Le lessivat global résultant de l'altération expérimentale du Basalte en présence de CO₂ a été récupéré périodiquement dans le ballon récepteur des appareils. On a ainsi déterminé régulièrement l'intensité de l'élimination en pesant les résidus *calcinés* (de façon à ne tenir compte ni de l'eau d'hydratation, ni du CO₂ fixé). On a

TABLEAU 61

Poids de roche au départ (g)	Intensité de l'élimination (mg/l)	Intensité de l'élimination p. 100 de roche (mg/l)
425	12,8	3,0
Volume total du lessivage (litres)	Poids total lessivé (g)	Taux de lessivage p. 100 de roche
2 750	35,3	8,3

constaté alors que celle-ci était constante (12,8 mg/l) tout au long de l'expérience. A partir de là on a pu évaluer, comme dans les essais à l'eau (cf. p. 91), d'abord la quantité totale lessivée durant l'expérience, puis le taux de lessivage réel (tabl. 61). Ce dernier qui représente 8,3 p. 100 traduit donc une altération très intense des fragments de Basalte disposés dans l'extracteur.

La composition centésimale du lessivat total moyen, déterminée par analyse chimique, a permis d'évaluer la répartition pondérale par litre de lessivage (tabl. 62) et en même temps le degré de l'élimination *pour chaque élément* rapporté à 100 de roche initiale. (tabl. 63).

TABLEAU 62

Éléments	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Total
Lessivat moyen (%)	62,6	2,5	2,8	4,0	8,3	13,0	4,1	2,7	100,0
Composition du litre de lessivage p. 100 de roche (γ/litre)	1 878	75	84	120	249	390	123	81	3 000

Paramètres moléculaires	SiO ₂	SiO ₂	SiO ₂
	Al ₂ O ₃	MgO + FeO + Fe ₂ O ₃	Bases
Lessivat	42,5	3,75	1,95

TABLEAU 63

Éléments	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ ⁽¹⁾	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Total
Poids total lessivé p. 100 roche (g)	5,14	0,21	0,23	0,33	0,68	1,07	0,34	0,20	8,30
Poids initial p. 100 roche (g) .	43,5	11,9	12,0	8,6	8,5	11,1	2,7	1,7	100,0
% lessivé	12,0	1,7	1,9	3,8	8,0	9,7	12,5	11,7	—

⁽¹⁾ Fe₂O₃, TiO₂, P₂O₅.

Il résulte de ces données que la dynamique de l'altération carbonique du Basalte est caractérisée :

1° — par une élimination importante de la silice, des alcalins et des alcalino-terreux. Le rapport $L = \frac{\text{SiO}_2}{\text{Bases}}$, qui est égal à 1,95, est donc supérieur à R (1,55) ce qui veut dire que là encore la silice a été relativement plus exportée que les bases.

2° — par un **lessivage notable du fer** (au total 5,7 p. 100 du contenu initial), dont 67,0 p. 100 se trouvent à l'état *ferreux*. C'est là un résultat fondamental qui permet de distinguer rapidement les expériences en présence de CO₂ des essais à l'eau pure.

3° — enfin par une évacuation très faible de l'alumine, surtout par rapport aux recherches antérieures (cf. p. 76).

L'étude du lessivat global confirme donc la tendance générale de l'évolution géochimique, telle qu'elle était apparue lors de l'examen des matériaux résiduels de l'altération.

CONCLUSION

L'altération expérimentale du Basalte en présence de CO_2 a ainsi abouti, si on la considère dans son aspect le plus général, à :

- une accumulation *quasi-intégrale* au sein de la phase résiduelle de l'alumine libérée lors de la décomposition des aluminosilicates. Celle-ci s'est individualisée sous forme d'hydroxydes de type **Boehmite** dans la zone atmosphérique et de type **Gibbsite** dans la zone de fluctuation phréatique ;

- une élimination intense de la silice, des alcalinoterreux et des alcalins.

Par contre, le fer a eu un comportement intermédiaire : une petite partie s'est accumulée *in situ* pour former des hydrates rouille de type Stilpnosidérîte, tandis qu'une autre partie, constituée principalement par du fer ferreux, a été éliminée et exportée en même temps que la silice et les cations basiques.

*
* *

A côté de cette tendance générale, il faut toutefois noter qu'une faible fraction de la silice, du calcium et du magnésium libérés lors de la décomposition a pu se déposer sur place *localement* et évoluer sous forme de gels de silice et de calcite magnésienne.

C'est là un phénomène qui, dans cet essai, semble résulter de l'existence, en des points très localisés, de conditions particulières qui sont naturellement difficiles à préciser.

2. Essai sur Granite

La décomposition du Granite par l'eau « carbonique » a été visuellement moins spectaculaire puisque d'une part, il n'y a pas eu de pellicule blanche déposée sur le verre du manchon et que d'autre part, les fragments de roches ont conservé dans l'ensemble leur aspect gris initial (si l'on excepte les quelques petits points d'exsudation ferrugineuse).

Dans ces conditions, le cortex d'altération superficiel est peu net et il est difficile, du fait du grain de la roche, de séparer *même à l'état de poudre* un échantillon qui soit vraiment « représentatif » de l'évolution résiduelle. Il a donc été impossible de procéder aux déterminations minéralogiques et chimiques, telles qu'elles ont pu être effectuées dans le cas du Basalte. Mais on a pu néanmoins utiliser la technique expérimentale (cf. p. 83) qui permet d'extraire sélectivement les éléments *fins* formés dans l'enveloppe corticale au cours de l'altération.

Les spectres X réalisés sur le produit obtenu par malaxage dans l'eau ammoniacale des fragments de la zone atmosphérique font alors apparaître un certain nombre de raies à 6,07 Å (m), 2,34 Å (f), 1,85 Å (m), qui traduisent incontestablement la présence de **Boehmite**.

Quant aux diagrammes effectués sur les matériaux fins extraits de la même façon à partir des roches de la zone de fluctuation, ils mettent en évidence la présence de **Gibbsite**, notamment par une réflexion nette à 4,81 Å, à laquelle s'ajoute probablement une petite quantité de Boehmite [raie à 6,07 Å].

*
* * *

Le lessivat global provenant de l'altération expérimentale du Granite a été étudié de la même manière que précédemment. On a pu tout d'abord évaluer l'intensité de l'élimination et le taux de lessivage réel, ce qui a permis de

TABLEAU 64

Poids de roche au départ (g)	Intensité de l'élimination (mg/l)	Intensité de l'élimination p. 100 de roche (mg/l)
310	3,7	1,2
Volume total du lessivage (litres)	Poids total lessivé (g)	Taux de lessivage p. 100 de roche
2 000	7,4	2,4

constater qu'ils étaient 3,4 fois *moins importants* que dans le cas du Basalte (tabl. 64).

On a ensuite déterminé, à partir de l'analyse chimique du lessivat moyen, la répartition pondérale et le degré de l'élimination pour chaque élément, ce qui a per-

TABLEAU 65

Éléments	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Total
Lessivat moyen (%)	66,5	5,8	3,1	6,0	1,8	10,0	3,9	2,9	100
Composition du litre de lessivage p. 100 de roche (γ/l)....	804	69	33	72	22	120	46	35	1 200

Paramètres moléculaires	SiO ₂	SiO ₂	SiO ₂
	Al ₂ O ₃	MgO + FeO + Fe ₂ O ₃	Bases
Lessivat moyen.	19,5	7,5	3,5

mis de préciser les caractéristiques dynamiques de l'évolution expérimentale dans le cas du Granite (tabl. 65 et 66).

TABLEAU 66

Éléments	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ (1)	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Total
Poids lessivé p. 100 roche (g)	1,60	0,14	0,07	0,15	0,04	0,24	0,09	0,07	2,40
Poids initial p. 100 roche (g)	67,7	14,4	1,6	4,9	1,9	2,3	3,2	4,0	100,0
% lessivé	2,4	1,0	2,3	3,1	2,1	10,6	2,8	1,7	—

(1) Fe₂O₃, TiO₂, P₂O₅.

CONCLUSION

L'altération du Granite au laboratoire en présence de CO₂ se traduit donc essentiellement :

1) par un lessivage important de la silice, des alcalinoterreux et des alcalins.

Le rapport $L = \frac{\text{SiO}_2}{\text{Bases}}$ prend la valeur de 3,5, soit celle de R, ce qui veut dire que dans ce cas l'élimination de la silice se fait à la même vitesse que celle des cations basiques ;

2) par une accumulation quasi-totale de l'aluminium qui a cristallisé au sein de l'Éluviat en **Boehmite** dans la zone supérieure et en **Gibbsite** dans la zone inférieure ;

3) enfin par une **élimination notable du fer**, puisqu'elle représente 5,4 p. 100 de la teneur originelle. Comme dans le cas précédent, 58 p. 100 du fer entraîné par les eaux de lessivage se trouvent à l'état *ferreux*.

*
* *

On aboutit ainsi, pour le Granite, à une décomposition géochimique dont la tendance générale est tout à fait comparable à celle qui avait été précédemment mise en évidence à partir du Basalte. *Le résultat final de l'altération expérimentale en présence de CO₂ est donc encore le même, quelle que soit la nature de la roche utilisée.*

B. — CARACTÉRISATION DES PHÉNOMÈNES DE DÉCOMPOSITION

1. Nature du processus d'altération

L'interprétation des phénomènes de décomposition réalisés en présence de CO₂ peut être effectuée par l'intermédiaire des divers critères habituels, si l'on excepte l'examen des caractéristiques morphologiques qui n'a pu être envisagé au cours de cet essai.

a) CRITÈRES MINÉRALOGIQUES

Les minéraux de néoformation, qui sont apparus dans la phase résiduelle durant l'altération des deux types de roches, sont rassemblés dans le tableau 67.

TABLEAU 67

Essais		Zone atmosphérique	Zone inférieure	
			Zone de fluctuation	Manchon
Basalte	Apparition généralisée	Boehmite (Stilpnosidérite)	Gibbsite	Gibbsite
	Apparition localisée	Calcite Mg (SiO_2 , $n\text{H}_2\text{O}$)	—	—
Granite	Apparition généralisée	Boehmite (Hydrates ferriques)	Gibbsite	—

On constate ainsi que :

1) la décomposition « atmosphérique » se traduit essentiellement par l'apparition de **Boehmite** AlO.OH au sein du cortex d'altération, à laquelle peut s'ajouter une petite quantité d'hydrates ferriques. Mais celle-ci ne résulte pas d'une ferruginisation généralisée.

2) Dans la zone de fluctuation phréatique, l'alumine libérée évolue en **Gibbsite** Al(OH)_3 , non seulement dans le cas du Basalte **mais aussi pour le Granite**. La Gibbsite a donc parfaitement cristallisé au contact d'un milieu relativement acide, puisque le pH des eaux d'extraction du Granite descend quelquefois jusqu'à la valeur de 4,4 au cours de l'essai (cf. p. 134. tabl. 57).

Ainsi l'évolution expérimentale, qui dans les deux cas est minéralogiquement caractérisée par une néoformation généralisée d'hydroxydes d'aluminium à l'exclusion de tout silicate phylliteux, apparaît encore nettement comme une altération de nature ALLITIQUE.

*
* *

On retrouve en présence de CO_2 la répartition des hydroxydes d'aluminium de néogénèse telle qu'elle avait été constatée pendant les essais à l'eau pure où les conditions physicochimiques étaient pourtant *différentes* : Boehmite dans la zone humide supérieure ; Gibbsite dans la zone de fluctuation. *Les conditions hydrodynamiques*, qui sont identiques dans les deux séries, *semblent donc bien régler la répartition des hydroxydes alumineux* ainsi qu'on avait été amené à le penser au cours de la I^{re} Partie. (cf. p. 115).

b) CRITÈRES GÉOCHIMIQUES

L'étude des lessivats a montré que, pour les deux catégories de roches, la dynamique géochimique de l'altération était identique et présentait un certain nombre de traits similaires dont les principaux sont :

- exportation abondante de la silice, des alcalinoterreux et des alcalins ;
- élimination notable du fer, principalement du fer ferreux ;
- accumulation quasi-intégrale de l'aluminium.

L'examen du rapport : $K_i = \frac{\text{SiO}_2}{\text{Al}_2\text{O}_3}$, qui est de 2,3 dans le cortex développé sur Basalte, n'apporte aucun renseignement sur la nature du processus. Mais l'étude du paramètre $L = \frac{\text{SiO}_2}{\text{Bases}}$ (tabl. 68), tel qu'il a été défini antérieurement, permet de constater que dans tous les cas, L est supérieur ou égal à R ce qui confirme géochimiquement la tendance *allitique* de l'évolution expérimentale.

TABLEAU 68

Roche	Basalte	Granite
L.....	1,95	3,5
R.....	1,55	3,5
$N = \frac{L}{R}$	1,3	1,0

L'influence de la composition chimique de la roche mère peut en outre être précisée grâce au rapport synthétique $N = \frac{L}{R}$. Ce dernier est en effet d'autant plus faible que la roche initiale présente un paramètre R plus grand, ce qui veut dire que, **même en présence d' « eau carbonique »**, le lessivage de la silice relativement aux cations basiques est d'autant plus aisé que la roche de départ est **moins** riche en silice.

c) CONSÉQUENCES PÉDOGÉNÉTIQUES

La décomposition des roches cristallines sous l'effet de l'eau chargée de CO_2 se traduit par le maintien presque total au sein de la zone résiduelle de l'aluminium, qui s'est individualisé sous forme d'hydroxydes (Boehmite — Gibbsite). Quant au fer, la présence de CO_2 d'une part et l'absence d'air qui empêche l'oxydation de Fe^{II} et la ferruginisation généralisée d'autre part, favorisent sa mise en solution régulière et même son élimination rapide.

Le gaz carbonique paraît ainsi se présenter comme *un agent actif de l'allitisation mais non de la ferruginisation*. Dans ces conditions, si l'expérience avait été poursuivie jusqu'à la décomposition complète de l'enveloppe superficielle, on aurait probablement obtenu un cortex d'altération constitué essentiellement d'hydroxydes d'aluminium et caractérisé par une teneur en fer relativement faible. Ce cortex aurait alors évoqué beaucoup plus les Bauxites latéritiques de type *microferrique* [J. de LAPPARENT (1930) — $\text{Fe}_2\text{O}_3 < 10 \text{ p. } 100$] que les carapaces ferrallitiques naturelles.

Ainsi, dans les conditions hydrodynamiques et thermiques des essais, le gaz carbonique ne provoque pas une décomposition des roches typiquement latéritique, mais favorise exclusivement les phénomènes d'Allitisation. Il apparaît donc comme un agent éventuel dans la formation des Bauxites blanches ou dans la purification des Bauxites ferrugineuses.

*
* *

La présence côte à côte dans la zone atmosphérique de Boehmite d'une part, de silice hydratée et de calcite magnésienne d'autre part, est surprenante à première vue car ces minéraux semblent en général s'exclure mutuellement. En réalité, il ne s'agit pas ici d'une paragenèse (*) véritable « Calcite-Boehmite » puisque les deux espèces n'apparaissent pas simultanément *au sein* de la zone d'altération : le revêtement de carbonate est toujours localisé alors que la formation d'hydroxyde d'aluminium est un phénomène caractéristique de tout le cortex superficiel. On a donc plutôt affaire dans ce cas à une coexistence fortuite de deux minéraux dont l'un résulte de la présence en certains points du milieu de conditions *particulières*. Des cas analogues se retrouvent dans la nature ; citons, à titre d'exemple, l'association si étonnante de Kaolinite et de Calcite, que A. F. BUDDINGTON (1923) a trouvé dans les cavités miarolitiques d'une rhyolite de l'Alaska.

Enfin, il faut signaler que l'association « Carbonates-Silice », qui caractérise les dépôts blancs de la zone supérieure, représente une paragenèse assez classique en pétrographie exogène [G. MILLOT et *al.* (1957) (1960) (1961).]

2. Distribution comparée des éléments mineurs (cas des essais sur Basalte)

L'étude de l'altération du Basalte en présence de CO_2 nous a déjà amené à faire quelques rapprochements avec les données obtenues pour cette même roche dans l'archétype expérimental. Mais la granulométrie des matériaux est tellement différente au cours des deux séries d'essais que la comparaison ne peut être raisonnablement poursuivie dans les détails. Aussi avons nous été conduits à réaliser (en même temps que l'essai « carbonique ») une *nouvelle* expérience fondamentale à l'eau pure en opérant dans les mêmes conditions thermohydrauliques et en utilisant des fragments de Basalte de mêmes dimensions que celles adoptées pour les expériences en présence de CO_2 [TÉMOIN (T_2)].

Une série de comparaisons relatives à l'évolution géochimique des deux types d'altération a pu alors être effectuée.

a) GAMME DE RÉFÉRENCE : LES ÉLÉMENTS MAJEURS

L'étude de la distribution des éléments mineurs, qui n'a été réalisée au cours de ce travail que pour l'essai « carbonique » et le Témoin à l'eau pure (T₂), nécessitait la présence d'une gamme de *référence* constituée naturellement par les éléments majeurs. Ceux-ci ne seront donc indiqués ici qu'à titre de comparaison, leur comportement détaillé devant faire l'objet d'une étude synthétique au cours de la troisième partie.

TABLEAU 69

Essais	Intensité de l'élimination	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Total
Eau avec CO ₂	3 000 γ/l	62,6	2,5	6,8	8,3	13,0	4,1	2,7	100,0
Eau pure (T ₂)	2 800 γ/l	57,7	23,2	traces	1,0	2,2	10,3	5,6	100,0
$\frac{Q_{CO_2}}{Q_{eau}}^{(1)}$	1,1	1,4	0,1	très grand	11,0	8,0	0,7	0,6	—

(1) Même volume d'écoulement et 100 de roche.

Les données rassemblées dans le tableau 69 montrent tout d'abord que, pour des conditions pétrographiques, hydrodynamiques et thermiques identiques, la présence de CO₂ favorise sensiblement l'exportation de la silice qui est, en valeur absolue, 1,4 fois plus exportée que sous le seul effet de l'eau. En outre, elle permet un lessivage beaucoup plus intense (8 à 10 fois) des cations alcalinoterreux. Enfin, elle *provoque* l'élimination du fer qui dans les essais à l'eau ne fait jamais partie de la phase migratrice de l'altération.

Mais d'un autre côté, le gaz carbonique conduit à un lessivage un peu moins net des alcalins et à un entraînement quasi-inexistant de l'alumine, puisque celle-ci est 10 fois moins exportée qu'en présence d'eau pure.

On arrive ainsi à un ensemble de résultats généraux qui correspondent d'ailleurs sensiblement avec ceux obtenus par D. CHATONIER (1957) ou par J. T. IIMAYA (1961) et M. LAGACHE *et al.* (1961) au cours d'expériences effectuées à plus haute température.

Si l'on évalue ensuite le paramètre $L = \frac{SiO_2}{Bases}$ caractérisant les deux lessivats, on obtient 3,30 pour l'essai à l'eau (T₂) et 1,95 en présence de CO₂. Ceci veut dire que dans le *même* temps, la silice est, *relativement aux cations basiques*, 1,7 fois **moins** exportée sous l'effet de l'eau carbonique. Des déterminations analogues, effectuées à partir de diverses valeurs données par les auteurs cités ci-dessus, conduisent aussi à ce résultat.

On est donc amené à penser que, *si le CO₂ augmente toujours l'exportation de la silice en valeur absolue, il favorise encore davantage l'élimination des cations basiques.*

b) ÉLÉMENTS MINEURS ET ÉCHELLE GÉNÉRALE
DE L'ÉLIMINATION

Un certain nombre de microéléments ont été dosés par la méthode spectrographique ⁽¹⁾ dans le Basalte originel ainsi que dans les lessivats relatifs aux deux essais. Les résultats de l'analyse sont rassemblés dans le tableau 70.

TABLEAU 70

Éléments (p. p. m.)	Ba	Co	Cr	Cu	Ga	Ni	Pb	Sn	Sr	Ti	V	Zr
Basalte initial.....	550	35	166	80	31	91	77	2	1 000	45 000	380	100
Lessivat-eau pure (T ₂) .	40	2	4	2	9	2	22	2	170	176	20	40
Lessivat-CO ₂	60	40	2	25	2	2	2	4	250	21	2	18
$\frac{Q_{CO_2}}{Q_{eau}}$ ⁽¹⁾	2,0	2,7	0,6	18,5	0,3	1,5	0,1	2,7	2,0	0,1	0,1	0,6

(1) Même volume écoulement et 100 de roche.

A partir de là, et en intercalant les éléments majeurs dans la série précédente, on peut finalement établir une **échelle générale de lessivage comparé** pour les deux types d'altération (tabl. 71).

TABLEAU 71

Éléments	$\frac{Q_{CO_2}}{Q_{eau}}$	Éléments	$\frac{Q_{CO_2}}{Q_{eau}}$	Éléments	$\frac{Q_{CO_2}}{Q_{eau}}$
Fe.....	t. grand	Ba	2,0	Cr	0,6
Mn.....	id.	Sr	2,0	Zr	0,6
Cu	18,5	Ni	1,5	Ga.....	0,3
Mg.....	11,0	Si.....	1,4	Al	0,1
Ca.....	8,0			Ti	0,1
Co.....	2,7	Na.....	0,7	V.....	0,1
Sn.....	2,7	K.....	0,6	Pb.....	0,1

c) CONCLUSIONS : RÔLE DU CO₂ DANS LA DYNAMIQUE
DE L'ALTÉRATION

Il résulte des données de cette étude que le gaz carbonique favorise l'élimination des cations du groupe du zinc [Fe^{II}—Mn—Cu—Co—Ni] et des alcalinoterreux [Mg—Ca—Sr—Ba], c'est-à-dire de tous les éléments dont les bicarbonates CO₃HM sont *solubles*. Quant au lessivage de l'étain, il peut être attribué à la formation de complexes carboniques [G. CHARLOT (1957)] au moment de l'extraction.

⁽¹⁾ Déterminations effectuées par M. PINTA, Chef du Laboratoire de Spectrographie de l'IDERT — [cf. Annexe I].

Par contre, CO_2 freine quelque peu l'élimination des alcalins [K—Na], dont les bicarbonates sont moins solubles que les hydroxydes, et bloque même à peu près complètement l'exportation des cations du groupe de l'aluminium [Al—Ti—Ga—Cr—Zr—V]. Pour ces derniers éléments, étant donné que les carbonates sont aisément hydrolysés, l'action de l'eau « carbonique » se traduit naturellement par l'apparition d'*hydroxydes* insolubles qui précipitent alors sur place ⁽¹⁾. La réaction globale d'hydrolyse que l'on écrit habituellement :



est ainsi à la base de l'accumulation (quasi-totale) de l'aluminium au sein de la phase résiduelle.

A ce groupe analytique on peut ajouter encore le fer trivalent ; la précipitation partielle d'hydrates rouille, telle qu'elle a été obtenue dans la zone supérieure du manchon où le milieu n'est pourtant pas oxydant, s'explique alors aisément.

*
* * *

En conclusion, si l'on excepte le cas du fer dont le comportement est caractéristique de *chacun* des deux types d'essais, *la dynamique des autres éléments est qualitativement identique que l'on soit ou non en présence de CO_2* . Dans ces conditions si l'on s'en tient aux deux éléments principaux de l'écorce terrestre : **silice** et **alumine**, on est amené à penser que le gaz carbonique ne fait que *renforcer* l'action de l'eau pure. On comprend alors la difficulté qu'ont pu avoir les premiers géochimistes quand ils voulaient absolument distinguer les deux actions et imposer l'un ou l'autre de ces réactifs comme agent *exclusif* de la décomposition des roches à la surface du Globe.

III. — ÉTUDE DES LESSIVATS D'ACCUMULATION

A. — NATURE DES PRODUITS DE NÉOFORMATION

Les Lessivats d'accumulation (*) qui résultent de la concentration progressive des eaux de drainage, ne se présentent jamais, pour les essais d'altération « carbonique », sous la forme d'une suspension opalescente homogène ; ils sont comme nous l'avons vu caractérisés dans tous les cas par l'existence de deux phases nettement distinctes : la première est constituée par un très grand nombre de particules verdâtres qui prennent naissance dès le début de la décomposition au sein du lessivat et se développent ensuite régulièrement tout au long de l'expérience ; ces divers éléments bien individualisés finissent par se déposer dans le fond du ballon où ils forment un culot vert très caractéristique. Quant à la deuxième phase, elle est représentée par une suspension colloïdale d'allure habituelle, mais toujours beaucoup moins opalescente que celle obtenue dans les essais parallèles à l'eau pure.

Devant cet état de choses, nous avons ainsi été conduits à aborder l'étude des lessivats concentrés, dont la composition globale a été envisagée précédemment (cf. p. 142 et 144), en examinant *séparément* chacune de ces deux fractions.

⁽¹⁾ Dans le cas de l'aluminium, d'après Y. TRAMBOUZE [in P. PASCAL (1961)] il peut exister, suivant les conditions du milieu, toute une série de produits *intermédiaires* mal définis et en particulier des sels basiques plus ou moins complexes, entre les carbonates non décomposés et les hydroxydes vrais.

M = Saponite
C = Calcite
A = Aragonite

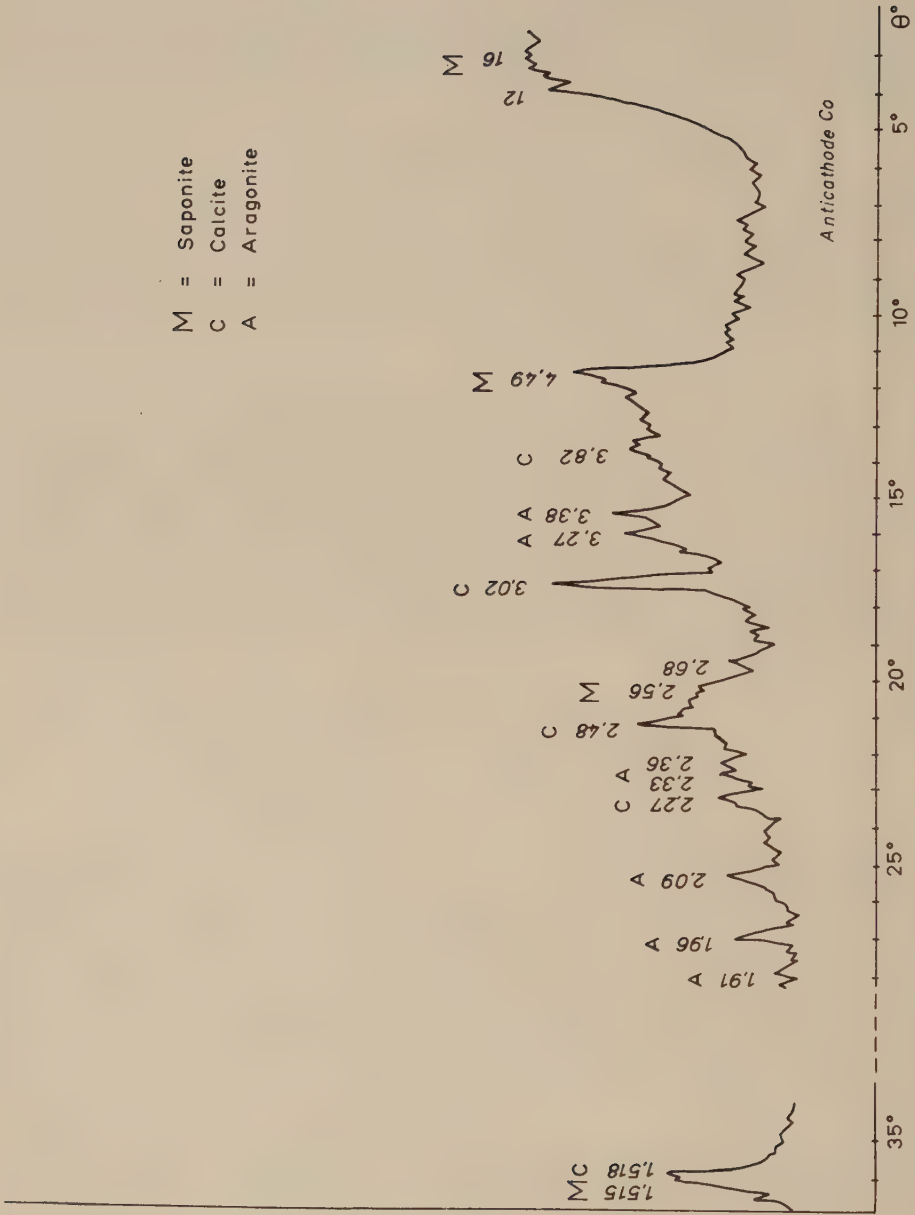


FIG. 27

1. Essai à partir du Basalte

a) DÉPÔT VERT

Le produit vert, qui s'est individualisé seul dans le ballon au cours de l'expérience, représente 35 p. 100 environ du lessivat global desséché. Il a été étudié tout d'abord par l'intermédiaire des techniques habituelles : rayons X et méthodes thermiques [tabl. 72 et 73, fig. 27, 28 et 29]

TABLEAU 72

Dépôt vert global		Résidu sec de la phase liquide	
Réflexions (Å)	Caractérisation minéralogique	Réflexions (Å)	Après lavage à l'eau tiède
12,16	<i>Smectite</i>	9,75 (m)	halo diffus vers 3,60 Å
4,49	<i>Smectite</i>	4,85 (m)	
3,82	Calcite	3,64 (m)	
3,34	Aragonite	3,04 (TF)	
3,27	Aragonite	2,95 (TF)	
3,02	Calcite	2,83 (F)	
2,68	Aragonite	2,63 (TF)	
2,56	<i>Smectite</i>	2,49 (f)	
2,48	Calcite	2,43 (m)	
2,36	Aragonite	2,24 (m)	
2,33	Aragonite	2,02 (m)	
2,27	Calcite	1,95 (F)	
2,09	Aragonite		
1,96	Aragonite		
1,91	Aragonite		
1,518	Calcite		
1,515	<i>Smectite</i>		

Différents minéraux de néogénèse ont ainsi été mis en évidence :

α) une **phyllite trioctaédrique** caractérisée par une série de réflexions qui apparaît nettement sur le diagramme X : (001) à 12,16 Å ; bandes à 4,49 Å (02,11), 2,56 Å (20, 13) et 1,518 Å (06, 33) et par un pic endothermique à 750°C environ (fig. 28). Les spectres obtenus après gonflement au glycérol d'une part et chauffage à 500°C d'autre part indiquent alors une argile à réseau expansible du type *smectite* (*).

β) de la **Calcite** CaCO_3 bien cristallisée [raies (104), (110), (113), (102)...] associée à de l'**Aragonite** CaCO_3 mise en évidence par les réflexions (111), (021), (012), (220)... La présence de ces deux carbonates de calcium est d'ailleurs indiquée simultanément

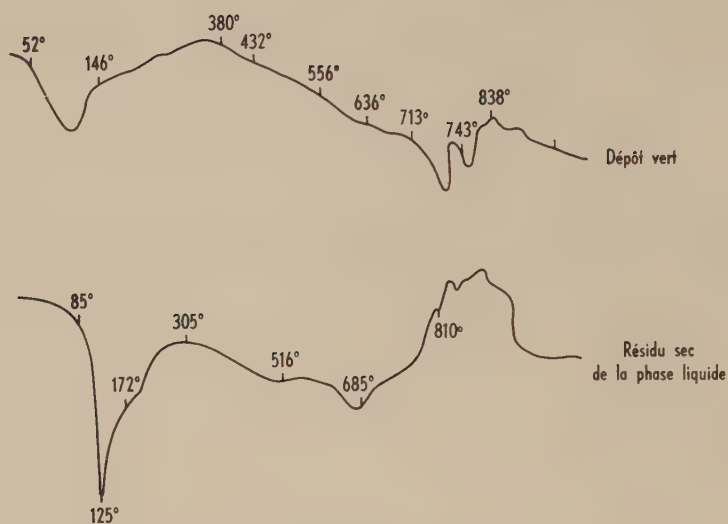


FIG. 28

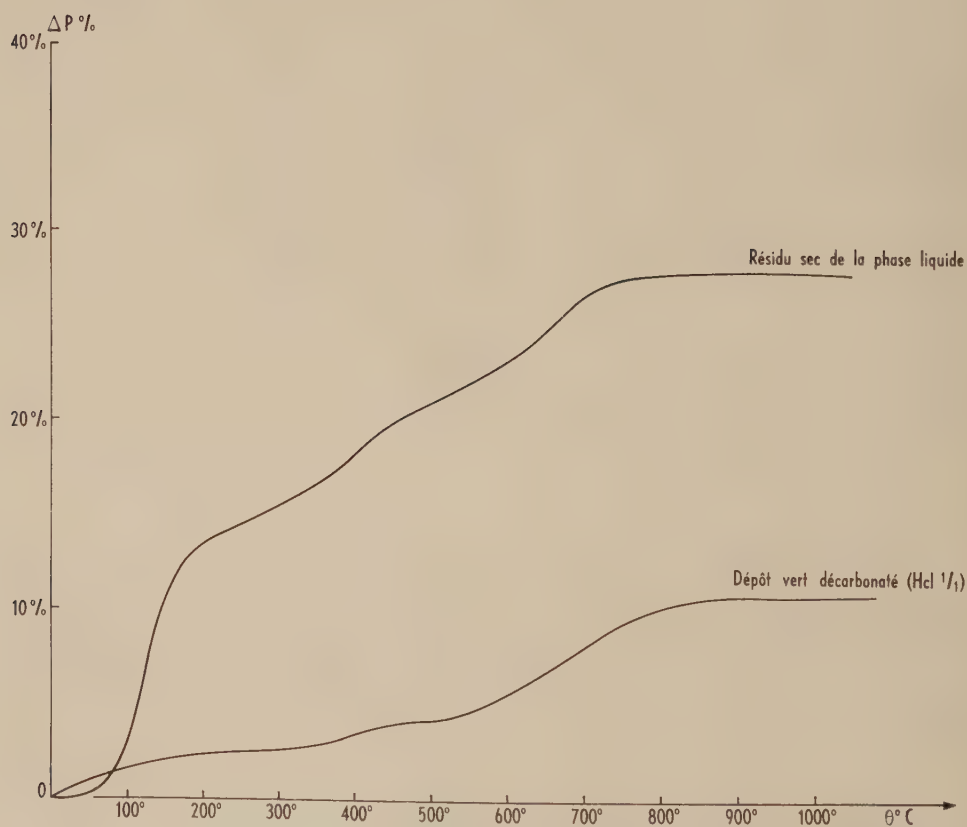


FIG. 29

ment par l'existence sur la courbe d'analyse thermique différentielle d'un crochet endothermique vers 810°C (fig. 24).

TABLEAU 73

SAPONITE		CALCITE ⁽¹⁾		ARAGONITE	
<i>hk</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>d</i> (Å)
02 ; 11	4,52	102	3,86	111	3,396
		104	3,035	021	3,273
		006	2,845	002	2,871
20 ; 13	2,55 2,46	110	2,495	121	2,730
		113	2,285	012	2,700
		202	2,095	200	2,481
31 ; 15 ; 24	1,74	204	1,927	031	2,409
		108	1,913	112	2,372
		116	1,875	130	2,341
06 ; 33	1,52	211	1,626	022	2,328
		212	1,604	211	2,188
		214	1,525	220	2,106
26 ; 40	1,32	208	1,518	221	1,977
				041	1,882
				202	1,877

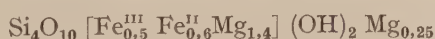
D'après G. BROWN (1961) — ⁽¹⁾ Indices en système hexagonal.

La composition chimique du dépôt vert a été déterminée ensuite analytiquement (tabl. 74).

TABLEAU 74

Éléments	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Alcalins	CO ₂	Total
Dépôt vert	56,0	4,3	4,0	3,8	7,6	12,4	traces	11,9	100,0

A partir de ces diverses données, nous avons utilisé pour l'interprétation minéralogique, la même méthode que celle qui a été indiquée précédemment au cours des synthèses effectuées à l'étuve en présence d'acétate de magnésium (cf. p. 109). On constitue tout d'abord du carbonate de calcium avec le CO₂, puis on intègre le calcium restant et l'alumine dans une carcasse aluminosilicatée de type feldspathique. On bâtit ensuite avec le reste de silice, le fer et le magnésium une phyllite à trois couches. La répartition des éléments conduit alors à envisager une **Stévensite** ferromagnésienne dont la formule structurale est approximativement :



La composition minéralogique globale du dépôt vert, déterminée de cette manière, est ainsi indiquée dans le tableau 75.

TABLEAU 75

Constituants	%	Formule
Fraction amorphe	38,0	$[\text{Si}_{3,4}\text{Al}_{0,8}]\text{O}_8\text{Ca}_{0,3}$
Stévensite	39,5	$\text{Si}_4\text{O}_{10} [\text{Fe}^{\text{III}}_{0,5} \text{Fe}^{\text{II}}_{0,6} \text{Mg}_{1,4}] (\text{OH})_2\text{Mg}_{0,25}$
Calcite-Aragonite	22,5	CaCO_3

b) RÉSIDU SEC DE LA PHASE LIQUIDE

[Tableau 72 — Figures 28 et 29]

Le diagramme de rayons X effectué sur le résidu sec de la phase liquide (65 p. 100 du lessivat global) met en évidence un certain nombre de carbonates alcalins qui ont cristallisé *au cours de la dessiccation* à l'étuve. Les plus nets sont la NAHCOLITE NaHCO_3 [raies à 9,75 Å—4,85 Å—2,95 Å] et le TRONA Na_2CO_3 , NaHCO_3 , $2\text{H}_2\text{O}$ [3,04 Å—2,63 Å—2,42 Å]. Mais d'autres carbonates peuvent encore être signalés en petite quantité, notamment la THERMONATRITE Na_2CO_3 , H_2O [2,83 Å—2,63 Å] et la PIRSSONITE CaCO_3 , Na_2CO_3 , $2\text{H}_2\text{O}$ [2,49 Å—2,02 Å—1,95 Å].

Ces différents minéraux étant théoriquement dissous par l'eau, on a été amené à laver le produit séché à l'eau tiède de façon à réaliser un spectre sur le résidu insoluble ou au moins peu soluble. L'ensemble des réflexions initiales a alors complètement disparu, de telle sorte que le diagramme obtenu ne comporte plus qu'un halo diffus vers 3,60 Å (tabl. 72).

Les carbonates alcalins associés à des complexes siliciques amorphes semblent ainsi constituer les éléments essentiels des résidus secs obtenus dans le cas de l'essai sur Basalte.

2. Essai à partir du Granite

a) DÉPÔT VERT ⁽¹⁾

[Tableaux 73 et 76 — Figures 30, 31 et 32]

Le dépôt vert représente ici une fraction du Lessivat encore plus importante que dans le cas de l'essai « Basalte », puisqu'il totalise 45 p. 100 environ de l'ensemble ; mais sa constitution minéralogique est similaire. On y trouve en effet :

α) une **Smectite trioctaédrique** caractérisée par les réflexions suivantes : (001) nette à 15,9 Å, (02, 11) à 4,49 Å, (20, 13) à 2,56 Å et (06, 33) à 1,518 Å et par le pic endothermique à 735°C.

β) de la **Calcite** CaCO_3 nettement individualisée par les raies (102), (104), (110), (113), (202), (108)...

⁽¹⁾ La mesure de la susceptibilité magnétique [$\chi = 60 \cdot 10^{-6}$ u.e.m. CGS/g] indique un produit non magnétique [Granite initial : $\chi = 30 \cdot 10^{-6}$ u.e.m. CGS/g.]

On note, de plus, la présence d'une très petite quantité de minéraux initiaux du Granite : quartz, feldspaths et biotite. Ces derniers, qui résultent d'une simple désagrégation de la roche, ont donc été entraînés mécaniquement lors des siphonages répétés.

TABLEAU 76

Dépôt vert global		Résidu sec de la phase liquide	
Réflexions (Å)	Caractérisation minéralogique	Réflexions (Å)	Caractérisation minéralogique
15,9	<i>Smectite</i>	3,83	<i>Calcite</i>
10,2	(Biotite)	3,56	Sidérite
4,49	<i>Smectite</i>	3,02	<i>Calcite</i>
3,89	Calcite	2,81	Sidérite
3,69	(Oligoclase)	2,48	<i>Calcite</i>
3,34	(Quartz)	2,27	<i>Calcite</i>
3,22	(Oligoclase)	2,13	Sidérite
3,02	Calcite	2,09	<i>Calcite</i>
2,56	<i>Smectite</i>	1,94	Sidérite
2,49	Calcite	1,90	<i>Calcite</i>
2,28	Calcite	1,87	<i>Calcite</i>
2,15	(Oligoclase)	1,62	<i>Calcite</i>
2,09	Calcite	1,59	<i>Calcite</i>
1,90	Calcite	1,515	<i>Calcite</i>
1,87	Calcite	1,49	<i>Calcite</i>
1,518	<i>Smectite</i>		
	Calcite		

Le bilan minéralogique global (tabl. 78) a été établi à partir de la composition chimique de la fraction verte (tabl. 77) en utilisant le procédé antérieur (cf. p. 109) :

TABLEAU 77

Éléments	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Alcalins	CO ₂	Total
Dépôt vert	32,8	13,8	8,7	10,5	4,4	21,2	traces	9,6	100,0

TABLEAU 78

Constituants	%	Formule
Fraction amorphe et minéraux primaires	39,0	[Si _{2,2} Al _{1,8}] O ₈ Ca _{0,9}
Bowlingite	36,2	[Si _{3,10} Fe ^{III} _{0,90}] O _{0,10} [Fe ^{III} _{0,50} Fe ^{II} _{1,50} Mg _{0,75}] (OH) ₂ Mg _{0,45}
Calcite	24,8	CaCO ₃

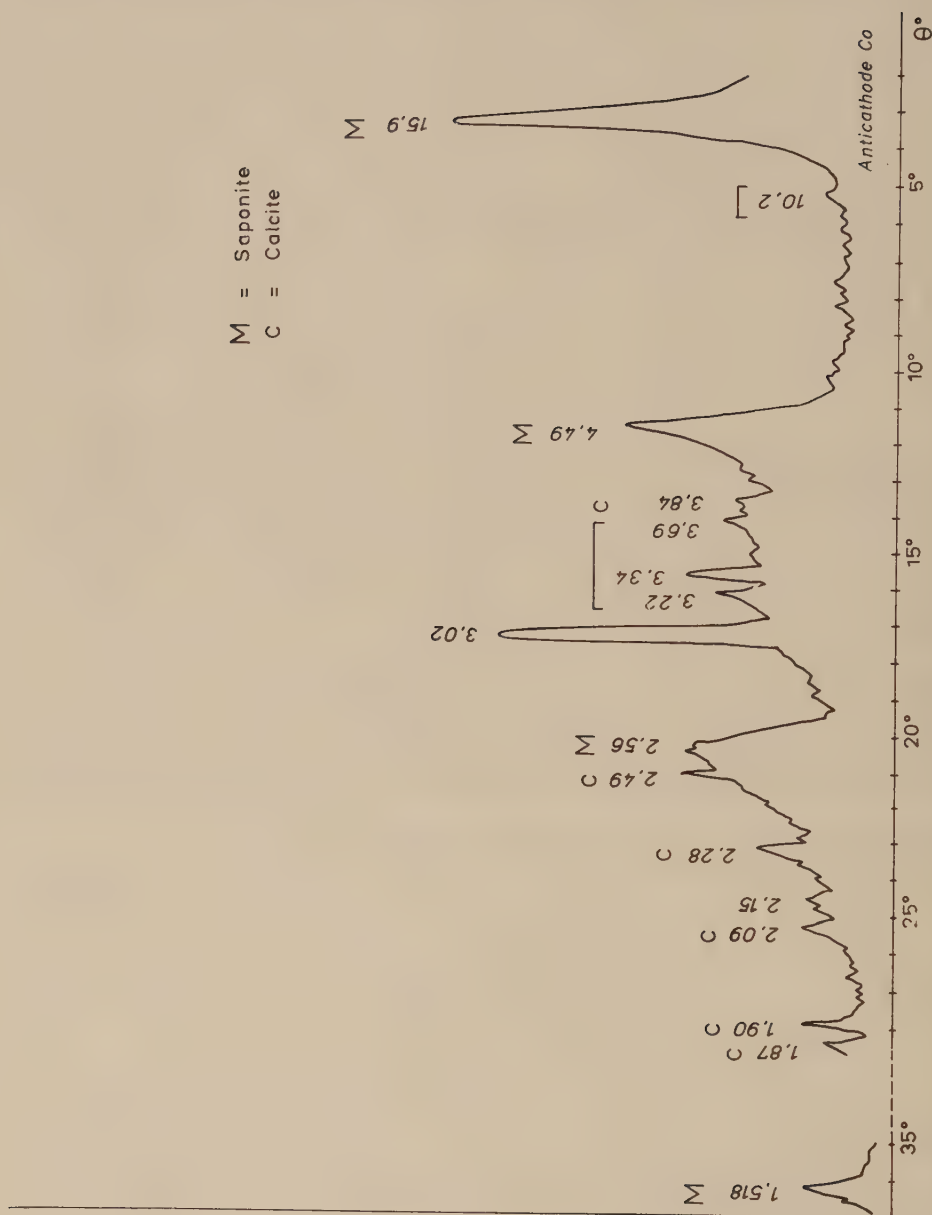


Fig. 30

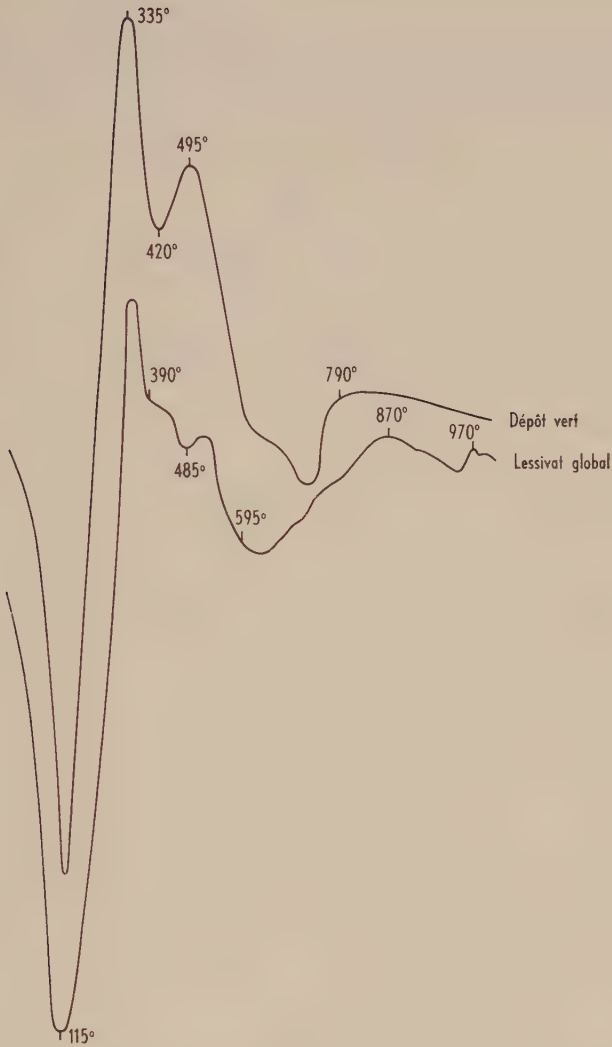


FIG. 31

constitution du carbonate de calcium avec CO_2 et introduction du calcium restant et de l'aluminium dans une carcasse désordonnée de type feldspathique. Le reste de la silice, le fer et le magnésium conduisent alors à envisager une Saponite ferroferrique de type **Bowlingite** dont la formule générale est :



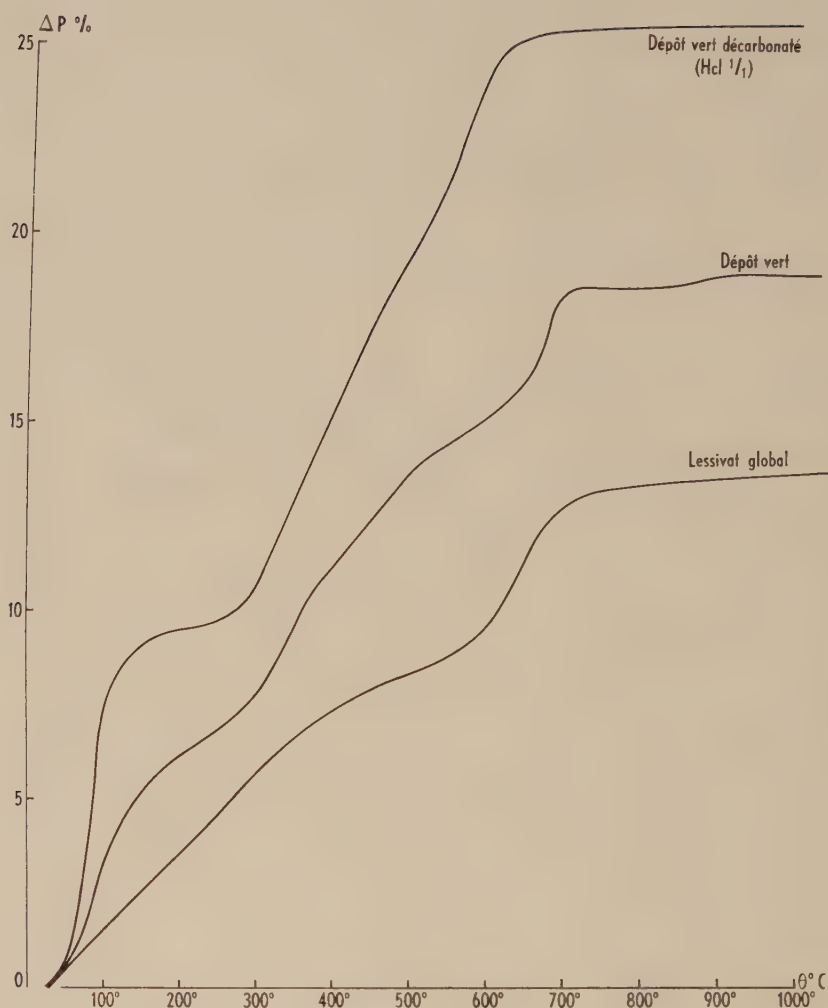


FIG. 32

b) RÉSIDU SEC DE LA PHASE LIQUIDE.

[Tableau 76]

Le spectre de rayons X, effectué sur le résidu sec du liquide surnageant, fait apparaître principalement de la CALCITE [raies à $3,83 \text{ \AA}$ — $3,02 \text{ \AA}$ — $2,48 \text{ \AA}$ — $2,27 \text{ \AA}$ — $2,09 \text{ \AA}$...], à laquelle est associée une petite quantité de Sidérite FeCO_3 caractérisée par les réflexions à $3,56 \text{ \AA}$ — $2,81 \text{ \AA}$ — $2,13 \text{ \AA}$ et $1,94 \text{ \AA}$.

Il n'y a donc pas eu, lors de l'évaporation de la phase liquide, cristallisation de carbonates alcalins ainsi que cela avait été constaté dans le cas de l'essai sur Basalte.

*
*
*

En conclusion, l'étude des lessivats d'accumulation relatifs aux deux types de roches conduit à un certain nombre de résultats minéralogiques qui peuvent, après avoir été récapitulés (tabl. 79), servir de base pour l'interprétation génétique des phénomènes réalisés au sein des ballons récepteurs.

TABLEAU 79

Essais	pH	Minéraux individualisés au sein du Lessivat		Minéraux déposés au cours de la dessiccation
		Phyllites	Carbonates de calcium	Évaporites
Basalte	9,5	Stévensite ferromagnésienne	Calcite- Aragonite	Carbonates alcalins { Nahcolite Trona Thermonatrite Pirssonite
Granite	8,5	Saponite ferro-ferrique (Bowlingite)	Calcite	Calcite (Sidérite)

B. — CONSÉQUENCES GÉNÉTIQUES

1. Genèse des Smectites

La cristallisation des smectites trioctaédriques dans les ballons récepteurs a été *immédiate* aussi bien dans le cas de l'expérience sur Granite que pour l'essai avec Basalte. Les conditions du milieu d'accumulation paraissent donc très différentes

TABLEAU 80

Types des essais	Essai à l'eau pure				Essai à l'eau carbonique			
	$\frac{\text{SiO}_2}{\text{MgO}}$	$\frac{\text{SiO}_2}{\text{Bases}}$	pH	Néoformation directe	$\frac{\text{SiO}_2}{\text{MgO} + \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3}$	$\frac{\text{SiO}_2}{\text{Bases}}$	pH	Néoformation directe
Lessivat- Basilte	24	3,5	10,2	—	4,8	1,95	9,5	Smectite ferro- magnésienne
Lessivat- Granite	51	5,4	8,7	—	7,5	3,5	8,5	Smectite ferro- magnésienne

de celles qui ont caractérisé les essais à l'eau où la formation de phyllites n'a jamais été un phénomène spontané (cf. p. 108). Or, dans ce dernier cas, des expériences secondaires effectuées à partir des suspensions avaient montré, de manière indirecte, le rôle capital joué par l'équilibre $[\text{SiO}_2 - \text{cations structuraux}]$ du milieu dans l'édification éventuelle des silicates argileux. Nous avons alors été amené à déterminer pour chaque expérience le rapport $\frac{\text{SiO}_2}{[\text{MgO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}]}$ dans les eaux de lessivage (tabl. 80).

On constate ainsi que le gaz carbonique, favorisant l'élimination des cations, notamment Fe, Mg et Ca, *par rapport à la silice*, conduit à un milieu d'accumulation de type « basique » où le rapport moléculaire $\frac{\text{SiO}_2}{\text{cations structuraux}}$ est nettement plus équilibré que dans les suspensions des essais à l'eau. Dans ces conditions, on a abouti *directement*, sans avoir à intervenir sur le milieu, à des néogenèses phylliteuses. L'équilibre $[\text{SiO}_2 - \text{cations structuraux}]$ semble donc bien un facteur essentiel de la cristallisation des argiles.

* * *

Dans les essais en présence de CO_2 , les phyllites obtenues dans les deux cas sont *riches en fer* et de type smectite trioctaédrique [Stévensite ferroferrique — Bowlingite]. C'est là un résultat qui est en parfait accord avec les études sur la synthèse des argiles ferrifères [S. CAILLÈRE et *al.* (1955), S. CAILLÈRE et S. HÉNIN (1960)]. En effet, celles-ci ont montré qu'en présence d'ions Fe^{II} et Fe^{III} et pour un milieu relativement riche en silice, la phyllite engendrée était toujours une smectite lorsque le pH est supérieur à 8 et ce, quelle que soit la teneur en aluminium et en magnésium.

Ainsi, dans tous les types d'essais, les smectites ferrifères prennent naissance en milieu « basique » ce qui est confirmé par la présence des carbonates, soit dans les produits expérimentaux [G. PEDRO (1960)], soit dans les échantillons naturels [G. MILLOT (1949) — S. CAILLÈRE et F. KRAUT (1954)].

2. Genèse des Carbonates de calcium

La formation des carbonates de calcium dans les lessivats s'est produite *au cours* de la concentration des eaux de drainage ; elle est consécutive, d'une part à l'ébullition permanente qui chasse continuellement le CO_2 libre entraîné dans le ballon et d'autre part à l'augmentation progressive de la teneur du milieu en bicarbonate de calcium. Il en résulte un déplacement constant de l'équilibre bicarbonate-carbonate qui provoque finalement la précipitation de CaCO_3 [A. RIVIÈRE et S. VERNHET (1957) (1958)]. Ce dernier composé évolue alors sous forme de Calcite dans l'essai « Granite » et *simultanément* de Calcite et d'Aragonite dans le cas de l'expérience « Basalte ».

La présence d'Aragonite et même la coexistence Calcite-Aragonite dans le lessivat provenant du Basalte sont, à première vue, délicates à interpréter. On ne peut en effet faire intervenir ici, ni la *température* $\left[\frac{\text{Calcite}}{\text{Aragonite}} = f(\theta) \right]$ — R. FAIVRE

(1946), R. FAIVRE et G. CHAUDRON (1947), M. FAYARD (1953)], ni le pH [G. LUCAS (1948)], ni même la *nature des ions étrangers* [E. J. ZELLER et J. L. WRAY (1956)] ; en particulier, on sait que pour ces derniers auteurs, les teneurs du milieu en *magnésium*, *strontium*, baryum et plomb sont essentielles dans l'évolution minéralogique du carbonate de calcium : peu de Mg mais présence de Sr, Ba et Pb pour obtenir de l'Aragonite ; présence de Mg mais faible teneur en Sr, Ba et Pb pour précipiter de la Calcite. Ces conditions excluent d'ailleurs l'association des deux formes alors qu'elles coexistent incontestablement dans l'expérience.

Le seul élément, qui pourrait alors intervenir, repose sur les différences de solubilité des deux composés [14,3/mg litre pour la Calcite — 15,3 mg/litre pour l'Aragonite dans l'eau pure à la température ordinaire] et serait constitué en fait par le *degré de sursaturation* de la solution-mère [Th. POBEGUIN (1954) — P. CLOUD (1960)]. D'après Th. POBEGUIN, « la Calcite commence à précipiter dès que l'on arrive à la limite de la sursaturation en Calcite ; l'Aragonite ne peut précipiter que dans une solution sursaturée en Calcite et arrivant à la sursaturation en Aragonite... »

TABLEAU 81

Millimoles par litre de lessivage	CaO	Carbonate précipité	Na ₂ O	K ₂ O	$\frac{Na_2O}{K_2O}$	Évaporites
Basalte	7,00	Aragonite Calcite	1,95	0,85	2	Carbonates doubles Na-Ca
Granite	2,15	Calcite	0,74	0,37	2	— (Calcite)
Basalte Granite	3,3	—	2,6	2,3	—	—

Or, si l'on compare les teneurs en calcium dans les eaux d'extraction des deux essais, c'est-à-dire finalement dans les ballons d'accumulation (tabl. 81), on constate effectivement que, pour le *même* volume de lessivage, la concentration molaire en CaO est 3,3 fois moins élevée dans le lessivat de l'expérience sur Granite, où l'on a obtenu de la Calcite pure, que pour l'essai « Basalte » caractérisé par la coexistence de Calcite et d'Aragonite ; ainsi la teneur en calcium du ballon ne dépasserait pas la valeur correspondant à la sursaturation en Calcite dans le premier cas, tandis qu'elle serait bien supérieure à la limite de la sursaturation en Aragonite dans le deuxième cas. L'interprétation du déterminisme de la forme minéralogique des calcaires par l'intermédiaire du degré de sursaturation serait donc, de ce fait, très satisfaisante.

3. Genèse des Évaporites

Ce sont toujours des espèces carbonatées qui apparaissent au cours de l'évaporation des liquides surnageants, mais leur nature est assez variable suivant la roche de départ (tabl. 81).

Pour le Basalte, il se dépose en particulier des carbonates doubles de sodium et de calcium, principalement de la Pirssonite. Or, on sait que la formation de ces composés nécessite une concentration très élevée en Na_2CO_3 [M. de SCHULTEN (1896) — M. BARRÉ (1912)]. C'est ce qui a lieu effectivement dans ce milieu puisqu'il y a apparition concomitante de carbonates alcalins : Natron, Nahcolite...

Par contre, pour l'essai « Granite », où l'apport de sodium est beaucoup plus faible (tabl. 81), le carbonate de calcium se dépose seul au cours de l'évaporation sous forme de calcite. L'existence des carbonates de sodium cristallisés n'a jamais dans ce dernier cas été mise en évidence.

Conclusions

Un certain nombre de minéraux se sont individualisés durant les essais dans les ballons d'accumulation où se concentrent régulièrement les éléments chimiques provenant du lessivage de diverses roches. Ces minéraux sont donc typiquement « hydrogéniques » suivant la nomenclature génétique de A. GRABAU (1904) et peuvent alors être considérés comme des néoformations *sédimentologiques*.

Le milieu d'accumulation ainsi engendré par l'altération carbonique est, dans tous les cas, nettement « basique » mais pauvre en CO_2 libre et en oxygène. Il correspond donc sensiblement comme « *faciès* géochimique subaquatique » au type **leptochloritique** de L. V. POUSTOVALOV (1952). Effectivement les lessivats expérimentaux concentrés ont toujours donné naissance à des phyllites ferrifères vertes (Bowlingite — Stévensite-Fe) associées à des Carbonates, c'est-à-dire à une PARAGENÈSE (*) qui caractérise généralement les niveaux inférieurs et les couches vertes des gisements sédimentaires de fer, en particulier ceux de Lorraine et de Normandie [S. CAILLÈRE et F. KRAUT (1954) (1960)], ceux d'Angleterre et du Pays de Galles [A. F. HALLIMOND (1925)]...

Enfin, sous l'effet de l'évaporation provoquée pour obtenir la dessiccation des liquides surnageants, il se dépose un certain nombre de carbonates alcalins et calcoalcalins. Ces différents sels rappellent donc les évaporites qui prennent naissance habituellement dans les appareils évaporatoires (Playa — Takyr — Alkaliflat...) des bassins endoréiques classiques [Tchad — Great Salt Lake (USA) — Eyre (Australie)...]

L'ordre de cristallisation obtenu dans les essais *au fur et à mesure de la concentration* : argiles ferrifères — calcaires — évaporites, correspond ainsi à la « loi de différenciation chimique » qui caractérise les milieux sédimentaires [L. B. ROUHINE (1955)].

CHAPITRE VI

VARIATION DES CONDITIONS PHYSICOCIMIQUES : ALTÉRATION EN PRÉSENCE D'AGENTS ACIDES AUTRES QUE CO_2

PRÉAMBULE

La présence de CO_2 dans les essais antérieurs ayant mis en évidence un certain nombre de points méconnus relatifs aux phénomènes de la Géochimie exogène, nous avons essayé de vérifier ces divers éléments grâce à la mise en œuvre de *nouveaux* agents d'altération. Deux expériences complémentaires, aussi *courtes* que possible, ont ainsi été réalisées en présence de conditions *acides* : elles ont fait intervenir l'acide sulfhydrique pour l'une, l'acide acétique pour l'autre, c'est-à-dire deux réactifs qui, parmi l'ensemble de ceux pouvant être utilisés dans les mêmes conditions, nous ont semblé les plus appropriés à ce type de recherches.

En effet, l'ACIDE SULFHYDRIQUE H_2S a été choisi tout d'abord, parce qu'il est très proche dans tous les domaines de l'anhydride carbonique. On a pu ainsi aisément comparer les deux modes d'action au cours de l'altération et envisager plus particulièrement le problème des néogénèses au sein des ballons d'accumulation.

Quant à l'ACIDE ACÉTIQUE CH_3COOH , dont l'utilisation est facilitée par suite de sa nature volatile, il a été retenu principalement du fait de son activité ionique, qui en fait un acide de type bien différent de celui des deux corps précédents. Son intervention expérimentale a donc permis d'aborder l'étude de la dynamique générale de l'altération en milieu typiquement *acide* et de préciser dans ces conditions le comportement de la silice, de l'alumine et du fer.

I. — ACTION DE L'ACIDE SULFHYDRIQUE

INTRODUCTION

L'hydrogène sulfuré, sans être aussi répandu à la surface de la Terre que l'anhydride carbonique (ce n'est pas un gaz normal de l'atmosphère), n'en est pas moins un constituant essentiel d'un certain nombre de milieux de l'écorce terrestre.

Il est en effet assez fréquent dans les émanations gazeuses des régions volcaniques (Solfatares) ⁽¹⁾ et dans les sources thermominérales sulfureuses ⁽²⁾ où, très souvent d'ailleurs, il accompagne CO₂.

Mais il peut apparaître aussi dans tous les milieux stagnants et mal aérés de la Biosphère tels :

— les milieux de sédimentation dits EUXINIQUES ⁽³⁾ où prolifèrent les « fleurs d'eau » et qui donnent naissance à des vases noires fétides de type *Sapropelles*.

— ou les milieux hydropédologiques caractérisant les régions marécageuses, dans lesquels apparaissent des processus particuliers qui constituent les phénomènes de GLEYFICATION (*).

H₂S est alors d'origine biochimique ⁽⁴⁾ et résulte de la mise en œuvre d'une série de réactions anaérobies et de fermentations développées en atmosphère réductrice.

*
* *

Dans ces conditions, il nous a semblé tout à fait normal d'essayer de préciser le rôle joué par H₂S dans la décomposition des minéraux et ce, d'autant plus, que son intervention plus ou moins directe a été envisagée pour comprendre certains processus exogènes [J. DEBYSER et P. ROUGE (1956)...] et même autrefois pour expliquer la genèse des Bauxites [H. K. SCHEARER (1917)].

Il reste toutefois à remarquer qu'en dehors des régions typiquement volcaniques, H₂S agit toujours dans le milieu naturel en présence de conditions *statiques*, alors que les modalités expérimentales adoptées ici font intervenir un aspect purement « dynamique ». Aussi l'utilisation de ce réactif dans les études de laboratoire a-t-elle été envisagée finalement, beaucoup plus pour vérifier certaines données qui résultent des essais « carboniques », que pour tenter de reproduire *in vitro* les phénomènes caractéristiques du « Sulphuretum » (*) naturel.

⁽¹⁾ A titre d'exemple, fumerolles du Vulcano : H₂S = 83,1
d'après F. W. CLARKE (1924)

CO ₂	=	6,4
O ₂	=	0,7
N ₂	=	9,8
		100,0

⁽²⁾ Sources des Alpes [Isère — Tarentaise — Pelvoux], Pyrénées [Cambo (Basses-Pyrénées) — Camarde, — Dax (Landes) : 18,7 mg/l], Corse [Puzzichello : 47 mg/l], Enghien-les-Bains : 46,3 mg/l, d'après E. JACQUOT et E. WILM (1894).

⁽³⁾ Mer Noire [B. ISSATCHENKO (1924)], Fjords norvégiens (60 mg/l), Baie de Walvis (Sud-Ouest Afrique) : 525 mg par litre de vase [in H. et G. TERMIER (1960)].

⁽⁴⁾ Dans cette catégorie rentrent aussi les eaux des gisements pétroliers : 270 mg/l à Tselfat (Maroc), 410 mg/l à Polasnakrasnokamsk (U. R. S. S.), 1 020 mg/l dans le West-Texas (U. S. A.) [H. SCHÖELLER (1956)].

A. — CARACTÈRES GÉNÉRAUX DE L'ALTÉRATION EN PRÉSENCE D'H₂S

1. Conditions expérimentales

L'hydrogène sulfuré est un corps qui présente un grand nombre d'analogies avec CO₂ : état gazeux — bonne solubilité dans l'eau — caractère d'acide faible. Il est cependant deux fois plus soluble que l'anhydride carbonique et correspond à un acide sensiblement moins fort : son pK_1 , qui est de 7,1, lui assigne en effet une place intermédiaire entre l'acide carbonique ($pK_1 = 6,4$) et l'acide borique BO₂H ($pK = 9,2$)

Le modèle expérimental aménagé pour les essais en présence d'une atmosphère gazeuse déterminée (cf. fig. 3, p. 28) a donc pu encore être utilisé dans ce cas. Il a été simplement couplé avec un appareil de Kipp de façon à disposer en même temps d'un courant régulier d'hydrogène sulfuré ; ce dernier était ainsi obtenu par action contrôlée de l'acide chlorhydrique sur du sulfure de fer artificiel.

a) L'atmosphère du Soxhlet H₂S est nettement *réductrice*, puisqu'elle n'est constituée que de gaz sulfhydrique et de vapeur d'eau [$P_{H_2S} = 0,7$ atm — $P_{H_2O} = 0,3$ atm] (1).

De ce fait, l'eau qui se condense au sein du réfrigérant se sature immédiatement en H₂S ce qui donne pour la température de 70°C une solution de lessivage contenant 840 mg/l, soit environ M/40 (cf. Annexe II) et dont le pH oscille autour de 4,5.

b) Les autres caractéristiques de l'expérience (température, volume et intensité de l'écoulement) sont par contre identiques à celles des essais « carboniques » (cf. p. 133).

c) Enfin, l'expérience-H₂S n'a pu être réalisée qu'avec un *seul* type de roche. Aussi, le choix de l'échantillon retenu aurait pu au départ être délicat. Cependant, nous voulions savoir avant tout, si l'intervention d'H₂S dans l'altération expérimentale allait conduire, comme dans le cas de CO₂, à un lessivat d'accumulation « basique » caractérisé par des néogénèses. Aussi nous sommes-nous placés *volontairement* dans les conditions les plus défavorables en choisissant la roche la plus riche en silice et la plus pauvre en cations basiques : c'est donc le GRANITE habituel qui a été disposé à l'intérieur du manchon-extracteur, après broyage en fragments de taille sensiblement identique à celle retenue pour les expériences « carboniques » (poids total 330 g.)

*
* *

Ainsi, l'essai-H₂S comporte essentiellement l'étude de l'évolution expérimentale d'une roche granitique sous l'action d'un lessivage continu de type **acide** (pH = 4,5 environ) en présence d'une atmosphère nettement **réductrice**.

(1) Notons qu'H₂S préparé dans ces conditions contient toujours un peu d'hydrogène dû à l'action directe de l'acide chlorhydrique sur le fer libre qui se trouve en excès dans le sulfure industriel :



2. Étude de l'évolution géochimique

Dès le début de l'essai, l'eau chargée d' H_2S provoque une altération régulière des fragments de Granite, comme l'atteste la valeur du pH des eaux d'extraction (5,0-5,2) mesuré lors des divers siphonages. Un certain nombre d'éléments sont ainsi libérés et progressivement lessivés dans le ballon inférieur qui, de ce fait, devient trouble et nettement alcalin ($\text{pH} = 8,2-8,3$). Cependant, l'évolution macroscopique ne se traduit pas du point de vue visuel par l'apparition de transformations caractéristiques. Au moment de l'arrêt définitif, c'est-à-dire au bout de 85 jours, soit un lessivage total de 425 litres (5 fois moins que l'expérience « Granite- CO_2 »), deux faits seulement ont pu être notés dans la zone résiduelle :

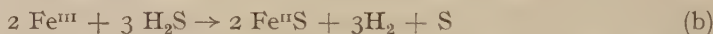
1) absence *totale* de points de ferruginisation ; dans l'ensemble même, les fragments de roche sont devenus beaucoup plus sombres que les matériaux initiaux ;

2) présence généralisée de particules *jaunâtres* développées, soit à la surface des roches, soit sur la paroi de verre du manchon de la zone phréatique ; celles-ci sont constituées exclusivement par du **soufre** pur (identification par les rayons X).

Il résulte de ces remarques que l'altération sulfhydrique du Granite se traduit en premier lieu par une nette *réduction* des éléments polyvalents contenus dans les roches initiales et en particulier du fer trivalent. Les réactions classiques de la Chimie (a) et (b) permettent ainsi de se faire une idée des processus *immédiatement* mis en jeu au contact de l'hydrogène sulfuré :



ou encore :



Cependant, les déterminations chimiques et minéralogiques habituelles n'ont pu être abordées car l'essai a duré trop peu de temps et aucun cortex d'altération ne s'est nettement individualisé à la périphérie des fragments. On s'est donc borné à extraire les éléments fins, qui résultent éventuellement de l'évolution, par agitation des morceaux *entiers* de Granite en présence d'eau ammoniacale (cf. p. 83). Les spectres X réalisés sur les poudres gris-noirâtre ainsi obtenues n'ont alors mis en évidence *aucun minéral de néogenèse*, c'est-à-dire ni sulfure, ni hydroxyde, ni silicate argileux.

En définitive, on constate que l'examen de la phase résiduelle n'a apporté que très peu d'éléments concernant la tendance générale de l'altération sulfhydrique. L'expérience n'en a pas pour autant été inutile car nous disposons là encore (comme cela avait été le cas dans tous les essais précédents) des lessivats expérimentaux.

L'analyse chimique du lessivat global desséché à l'air libre, puis calciné, fait apparaître une certaine quantité d'ions SO_3 (tabl. 82) qu'on a été amené à éliminer pour évaluer correctement l'intensité de l'exportation, la répartition pondérale par litre d'écoulement et enfin le taux de lessivage global.

L'intensité de l'élimination (pour 100 grammes de Granite) représente ainsi 1 150 γ/l , c'est-à-dire une valeur sensiblement équivalente à celle de l'essai- CO_2 (1 200 γ/l). Quant à la perte totale par lessivage au bout des 425 litres de l'expérience, elle a été de 485 mg, ce qui correspond à 0,15 p. 100 de la masse initiale.

Sur le plan analytique (tabl. 82), l'altération du Granite par l'eau sulfhydrique se traduit essentiellement :

- par un lessivage important de la silice, des alcalins et des alcalinoterreux ;
- par une élimination insignifiante de l'aluminium ;
- enfin par un lessivage notable du fer qui n'apparaît que sous sa forme *réduite*.

TABLEAU 82

Éléments	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	SO ₃	Total
Lessivat global calciné (%) ...	38,3	1,6	3,9	2,2	8,0	3,5	1,6	40,9	100,0
Lessivat après élimination des ions SO ₃ (%)	65,0	2,7	6,6	3,4	13,7	5,9	2,7	—	100,0
Composition du litre de lessivage % de roche (γ/litre)	748	31	76	39	157	68	31	—	1 150

SiO ₂ Al ₂ O ₃	SiO ₂ MgO + FeO	SiO ₂ Bases
41,0	6,1	2,4

On retrouve donc un type d'altération *qualitativement* analogue à celui mis en évidence dans l'essai « carbonique », ce qui est logique puisque carbonates et sulfures ont des propriétés chimiques très voisines :

— Les alcalins et alcalinoterreux ont été encore plus aisément extraits et exportés qu'en présence de CO₂ ; on sait d'ailleurs que les monosulfures M^I [SH] et Mⁿ [SH₂] sont des composés beaucoup plus solubles que les bicarbonates.

Par contre, dans le même temps, le lessivage de la silice a été sensiblement identique dans les deux cas. Aussi la valeur du paramètre SiO₂/Bases caractérisant le lessivat « sulfhydrique » (2,5) a-t-elle été nettement inférieure à celle obtenue dans l'expérience « carbonique » (3,5) et par là même, à celle de la roche-mère initiale (R_{Gr} = 3,5).

— L'aluminium a été faiblement éliminé du fait de l'hydrolyse rapide du sulfure ⁽¹⁾ avec formation concomitante d'hydroxyde insoluble [réaction (c)]



Cependant, à la fin de cet essai de courte durée, aucune des formes cristallisées habituelles des hydrates d'aluminium ne s'était encore individualisée au sein des matériaux en voie d'altération.

(1) D'après Y. TRAMBOUZE [*in* P. PASCAL (1961)], l'action prolongée d'H₂S humide conduirait aussi à l'apparition transitoire d'oxysulfures hydratés du type Al₂S₃, Al₂O₃, nH₂O.

— Quant au fer contenu dans les roches, il est tout d'abord complètement *réduit* [réaction (a)] avec formation de FeS insoluble [réaction (b)]. Ce dernier composé précipite alors à partir d'un pH de 4,5 lorsque la concentration en fer est de 10^{-2} M et de pH = 5,5 quand la concentration n'atteint que 10^{-5} M [G. CHARLOT (1957)]. Or, dans cette expérience, le pH des eaux d'extraction au moment du siphonage a été de 5,0-5,2 (cf. p. 168) et la teneur en Fe^{II} de 10^{-6} M environ. On se trouve donc ici dans un domaine où la précipitation du sulfure de fer n'est vraiment que très partielle. C'est effectivement ce qui a été constaté au cours de l'essai sulfhydrique : on a bien remarqué (cf. p. 168) un certain noircissement des fragments de la zone résiduelle consécutif probablement à l'apparition *in situ* d'une petite quantité de monosulfure colloïdal FeS , $n\text{H}_2\text{O}$ (hydrotroïlite) ; mais, dans le même temps, une quantité notable de fer était réellement exportée dans le ballon d'accumulation.

*
* *

En définitive, si dans le détail on peut noter entre les deux derniers essais de légères différences de comportement, inhérentes à la nature même de chaque réactif, il apparaît clairement néanmoins que, dans les grandes lignes, l'hydrogène sulfuré provoque une altération expérimentale de **même tendance dynamique** que celle engendrée sous l'action de CO_2 . L'expérience « sulfhydrique », malgré son caractère incomplet, confirme donc les principaux résultats obtenus au cours de l'essai « carbonique ».

B. — EXAMEN DES LESSIVATS D'ACCUMULATION

1. Nature des produits de néoformation

La concentration régulière des éléments exportés pendant l'altération sulfhydrique provoque très rapidement l'individualisation au sein du lessivat opalescent de deux sortes de particules de néogenèse :

— d'une part, des particules *noires* floconneuses qui, après agglomération, s'accumulent dans le fond du ballon.

— d'autre part, de fines particules *blanches* qui, plus généralement, se déposent sur l'ensemble des parois latérales du récipient.

On retrouve donc, pour l'essai « sulfhydrique », l'hétérogénéité qui déjà caractérisait le lessivat d'accumulation de l'expérience en présence de CO_2 , de telle sorte qu'on a été amené à opérer de la même manière et à étudier séparément la phase liquide et le dépôt.

a) RÉSIDU SEC DE LA PHASE LIQUIDE

Le résidu sec, qui provient de l'évaporation à l'air *libre* du liquide surnageant (étuve à la température de 105°C), représente 77,5 p. 100 du lessivat global. Il a été étudié tout d'abord par les méthodes habituelles.

Les rayons X (tabl. 83) mettent ainsi en évidence un mélange de GYPSE $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ [réflexions (020), (121), (141), (002)...] et d'ANHYDRITE CaSO_4 , [réflexions (020), (210), (103), (301)...] associés à de l'HÉMIHYDRATE $\text{CaSO}_4 \cdot 1/2 \text{H}_2\text{O}$ caractérisé par les raies à $3,00 \text{ \AA}$ — $2,81 \text{ \AA}$ — $2,72 \text{ \AA}$ — $2,285 \text{ \AA}$... et à une

TABLEAU 83

Résidu sec de la phase liquide		GYPSE $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ⁽¹⁾		ANHYDRITE CaSO_4 ⁽¹⁾		HÉMI-HYDRATE $\text{CaSO}_4 \cdot 1/2 \text{H}_2\text{O}$ ⁽¹⁾
d (Å)	Constituants	d (Å)	(hkl)	d (Å)	(hkl)	d (Å)
7,59	Gypse	7,56	020	3,498	020,002	6,07
6,01	S	4,27	121	2,849	210	3,50
4,27	Gypse	3,79	031	2,328	202	3,02
3,82	S	3,059	141	2,208	212	2,818
3,45	Anhydrite	2,867	002	2,183	103	2,728
3,16	S	2,679	022	2,086	113	2,352
3,05	Gypse	2,080	123	1,993	301	2,284
3,00	Hémihydrate	2,073	112	1,869	230	2,140
2,86	Gypse-Anhydrite	1,990	170	1,749	004	1,997
2,81	Hémihydrate	1,879	143			1,920
2,72	Hémihydrate					1,855
2,285	Hémihydrate					
2,17	Anhydrite					
2,13	Hémihydrate					
2,06	Gypse					
1,985	Gypse-Anhydrite					
1,91	Hémihydrate					
1,845	Hémihydrate					
1,661	S					

⁽¹⁾ D'après G. BROWN (1961).

petite quantité de SOUFRE [$6,01 \text{ \AA}$ — $3,82 \text{ \AA}$ — $3,16 \text{ \AA}$ et $1,661 \text{ \AA}$]. La présence de Gypse est en outre confirmée par sa déshydratation classique en deux étapes (perte de $3/2$ molécules d'eau vers 130°C et de $1/2$ molécule d'eau vers 170°C) qui apparaissent très nettement sur la courbe d'analyse thermique différentielle (fig. 33).

* * *

Ces premières investigations sur le lessivat du « Soxhlet- H_2S » font aussitôt ressortir deux faits inattendus :

- 1) la présence de sulfates alors que l'altération résulte d'une attaque sulfhydrique ;
- 2) la coexistence du sulfate de calcium cristallisé sous ses trois états classiques d'hydratation.

Aussi, des tests chimiques complémentaires, effectués sur la phase liquide des lessivats d'accumulation, se sont-ils avérés nécessaires pour tenter d'élucider chacun des points précédents :

- α) Des recherches analytiques ont tout d'abord été entreprises à partir des

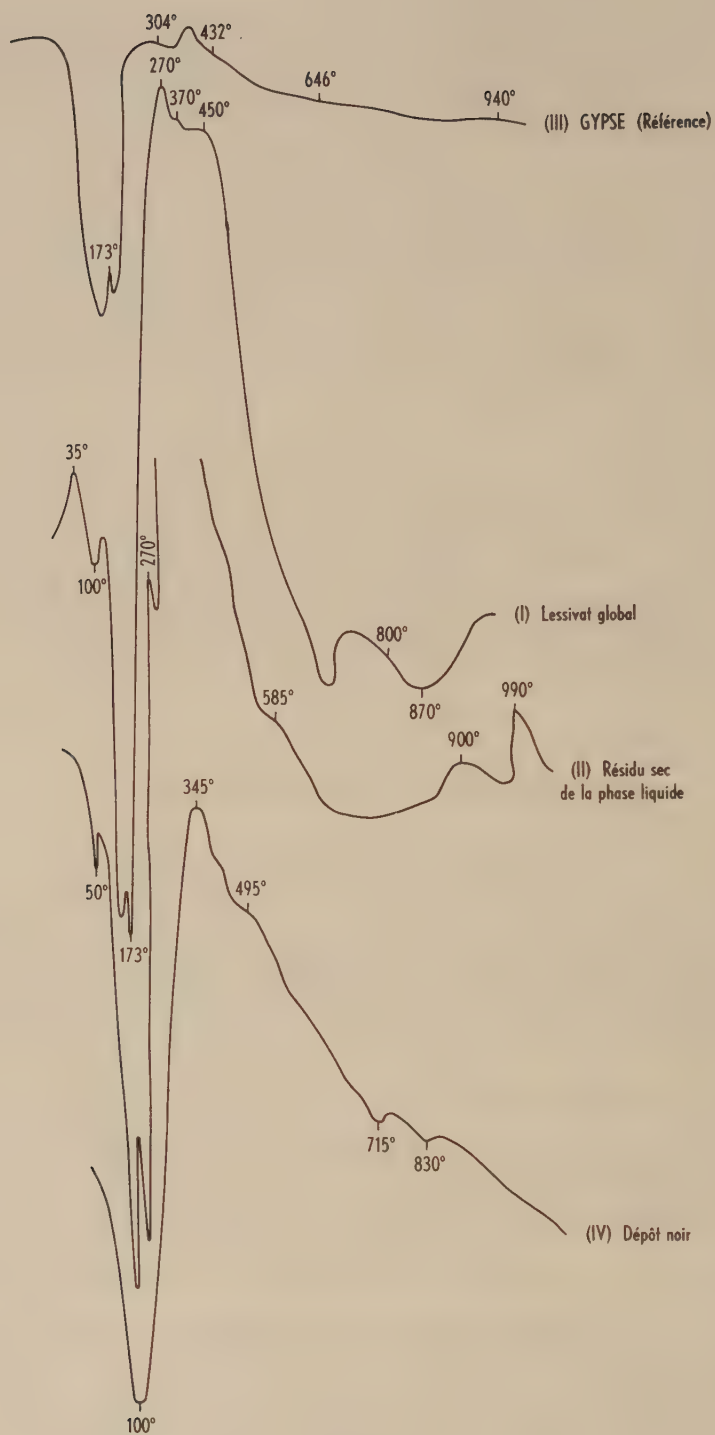


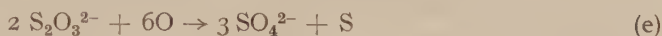
FIG. 33

réactifs classiques [G. CHARLOT (1957)] pour déterminer la forme *réelle* sous laquelle se trouve le soufre dans le lessivat d'altération :

— Ainsi, l'addition de nitrate d'argent conduit instantanément à un précipité noir d'AgS, ce qui traduit bien *la présence de sulfure au sein du liquide originel*.

— A l'opposé, l'addition de chlorure de baryum en milieu acide ne provoque pas la formation d'un précipité blanc : *Il n'y a donc pas, pendant l'expérience, de sulfate dans les eaux de lessivage*. Mais, si on laisse évoluer le tube à essai à l'air libre durant une dizaine de minutes environ, un précipité blanc de BaSO₄ apparaît alors nettement.

L'ensemble des deux tests traduit donc bien l'existence originelle de **sulfures solubles et aisément oxydables** au sein du surnageant. Ce sont probablement, d'après les tables analytiques, des monosulfures de calcium, sodium, et potassium qui ne subissent pas d'hydrolyse et qui, en même temps, sont très oxydables à l'air avec formation successive de sulfite, hyposulfite et sulfate accompagnés d'un dépôt de soufre. [réaction (d) et (e)] ⁽¹⁾.



La présence *simultanée* de soufre et de sulfates au sein du résidu sec obtenu par dessiccation de la phase liquide à l'air libre s'explique ainsi aisément.

*
* *

D'un autre côté, on sait aujourd'hui que le monosulfure de calcium : Ca [SH]₂ peut cristalliser en conditions aqueuses, dès que la concentration de la solution est suffisamment élevée [J. BÉNARD (1958)]. Or, et cela a été indiqué plus haut, de fines particules blanches ont nettement été remarquées à l'intérieur des ballons d'accumulation *au cours de l'expérience* ; il était donc intéressant de les identifier. Une étude analytique a permis ainsi d'établir que ces particules blanches néoformées ne contenaient chimiquement que du soufre et du calcium, qu'elles donnaient avec AgNO₃ la réaction caractéristique des sulfures et enfin, qu'après dessiccation, elles conduisaient aux spectres X des trois formes de sulfates de calcium.

On a donc été amené à penser que :

1) le calcium, qui est fortement éliminé au cours de la décomposition sous forme de Ca[SH]₂, peut, à partir d'une certaine concentration, partiellement précipiter *au sein même du lessivat d'accumulation*.

2) La dessiccation à l'air libre du précipité suffit à oxyder les sulfures en sulfates.

⁽¹⁾ C'est ce qui se passe dans le milieu naturel pour les sources minérales sulfureuses. A titre d'exemple on peut donner la répartition centésimale du résidu sec de la source d'Olette (Pyrénées-Orientales) [E. WILM (1887), F. W. CLARKE (1924)].

<i>Sulfures</i> S	3,38
<i>Hyposulfites</i> S ₂ O ₃	4,81
<i>Sulfates</i> SO ₄	7,28
Na	26,00
K	2,00
Ca	1,01
CO ₃	12,14
Cl	4,38
SiO ₂	38,91
	100,00

*
* *

En définitive, l'ensemble des tests chimiques appliqué d'une part au liquide surnageant, d'autre part au dépôt blanc, aboutit ainsi à un *même* résultat, à savoir que l'apparition des sulfates dans les lessivats n'est pas un phénomène originel de l'altération expérimentale mais qu'elle résulte tout simplement de l'**oxydation secondaire** que subissent les monosulfures alcalins et calciques lessivés au cours de la dessiccation à l'air libre.

β) En ce qui concerne la présence simultanée dans le résidu sec du sulfate de calcium cristallisé sous les trois états d'hydratation, il faut noter tout d'abord que la dessiccation du liquide surnageant a été réalisée habituellement à 105°C. Or, on sait que la température joue un grand rôle non seulement dans les transformations entre phases solides : GYPSE — HÉMIHYDRATE — ANHYDRITE, mais encore dans les réactions d'équilibre en présence de solutions saturées. Ainsi, d'après VAN' T HOFF, l'apparition d'Anhydrite peut se faire au sein de l'eau à partir de 60°C ⁽¹⁾ et, en présence de solutions complexes (ce qui est le cas ici), à partir de 25°C.

C'est ce que nous avons pu vérifier au cours des dessiccations ultérieures effectuées à plus basses températures (exactement à 78°C et 30°C) puisque, là encore, le mélange des trois formes cristallisées a été effectivement obtenu.

L'apparition de l'Hémihydrate et de l'Anhydrite dans les résidus secs de l'« expérience-H₂S » ne semble donc pas résulter de la déshydratation partielle ou totale du Gypse pendant la dessiccation habituelle à 105°C, mais correspond plutôt à un état d'équilibre bien déterminé qui se réalise entre les différentes phases au cours de l'évaporation.

*
* *

En conclusion, l'étude de la phase liquide du lessivat d'accumulation montre essentiellement que :

- 1) l'élimination expérimentale du calcium et des alcalins en atmosphère d'hydrogène sulfuré se fait sous la forme de monosulfures *solubles*.
- 2) L'aération de la solution de lessivage provoque l'oxydation rapide de ces derniers composés avec formation corrélative de sulfates et dépôt de SOUFRE.
- 3) La dessiccation de la solution ainsi oxydée conduit alors à la cristallisation de sulfate de calcium qui apparaît simultanément sous les trois formes de GYPSE, HEMIHYDRATE et ANHYDRITE.

b) DÉPÔT NOIR

La récupération du dépôt noir, qui s'est individualisé dans le ballon au cours de l'essai, a été extrêmement malaisée par suite de la présence simultanée des petites particules blanches dont il vient d'être question dans le paragraphe précédent (vide supra p. 170). La séparation des deux phases par décantations successives a été néan-

⁽¹⁾ T. TORIUMI et R. HARA (1934) [d'après P. LAFFITTE (1952)] ont même été amenés par leurs travaux à abaisser cette température d'équilibre à 40°C.

moins tentée mais s'est révélée assez inefficace. Aussi, c'est un produit noir encore impur ⁽¹⁾ qui, après dessiccation à 105°C, a finalement été soumis aux investigations chimiques et minéralogiques habituelles.

* * *

Un certain nombre de minéraux ont été mis en évidence : [fig. 35 — Fig. 33, (courbe IV) — fig. 34 (courbe II).]



FIG. 34

α) Tout d'abord, une **Smectite** trioctaédrique caractérisée au moyen des rayons X (spectre normal — test au glycérol — chauffage à 500°C) par les réflexions (001) à 15,5 Å — (02, 11) à 4,47 Å — (20, 13) à 2,58 Å et enfin (06, 33) à 1,517 Å, à côté de laquelle on note quelques minéraux primaires du Granite : quartz, biotite et feldspaths.

β) Ensuite, du sulfate de calcium cristallisé sous les trois formes : GYPSE (7,65 Å — 4,12 Å — 2,05 Å), HÉMIHYDRATE (3,00 Å — 2,81 Å) et ANHYDRITE (3,45 Å — 2,28 Å — 2,15 Å).

(1) Produit non magnétique : la susceptibilité magnétique χ est en effet de $25 \cdot 10^{-6}$ u.e.m. CGS/g.

γ) enfin, une petite quantité de SOUFRE natif [6,06 Å — 3,82 Å...]

L'analyse chimique, qui a été effectuée sur le produit déshydraté (tabl. 84), a permis alors d'établir la constitution minéralogique globale du dépôt noir :

Si l'on dispose tout d'abord l'ensemble du soufre dosé sous forme de SO_3 , on arrive à un total général de 103,8 [ligne (1)], ce qui est excessif. Mais on peut évaluer la quantité maximum d'ions SO_3 présents dans le résidu sec en englobant par exemple toute la chaux (5,3 p. 100) sous forme de sulfate CaSO_4 . En opérant ainsi, on trouve 7,6 p. 100 de SO_3 combiné et il reste un excès d'ions SO_3 qu'on ramène naturellement à l'état de soufre libre (2,1 p. 100). Le total général corrigé s'abaisse dans ces conditions à 100,2 [ligne (2)] et devient alors vraisemblable.

TABLEAU 84

Numéros des lignes	SiO_2	Al_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	SO_3	S	Total
1	67,3	2,8	10,4	3,4	5,3	1,3	traces	13,2	—	103,8
2	67,3	2,8	10,4	3,4	5,3	1,3	traces	7,6	2,1	100,2

A partir de là, on utilise la méthode indiquée précédemment lors de cas expérimentaux similaires (cf. p. 109 et p. 159) pour établir le bilan minéralogique global (tabl. 85).

TABLEAU 85

Constituants	(%)	Formule générale
Fraction amorphe et minéraux primaires	49,5	$[\text{Si}_{3,75}\text{Al}_{0,25}] \text{O}_8\text{Na}_{0,25}$
Stévensite	35,5	$\text{Si}_4\text{O}_{11} [\text{Mg}_{0,95}\text{Fe}_{1,75}^{\text{II}}] \text{Na}_{0,6}$
Gypse-Hémihydrate-Anhydrite	13,0	CaSO_4
Soufre libre	2,0	S

En définitive, si l'on exclut les quelques éléments primaires qui, comme dans le cas de l'expérience carbonique, ont été entraînés mécaniquement dans les ballons lors des siphonages répétés, le dépôt noir du lessivat d'accumulation est essentiellement constitué par des minéraux de *néoformation* (*) [Argile ferrifère du genre Stévensite — Sulfates de Calcium — Soufre], qui sont de ce fait de type SÉDIMENTO-

M = Saponite
 Gy = Gypse
 a = Anhydrite
 h = Héminhydrate
 (S) = Soufre

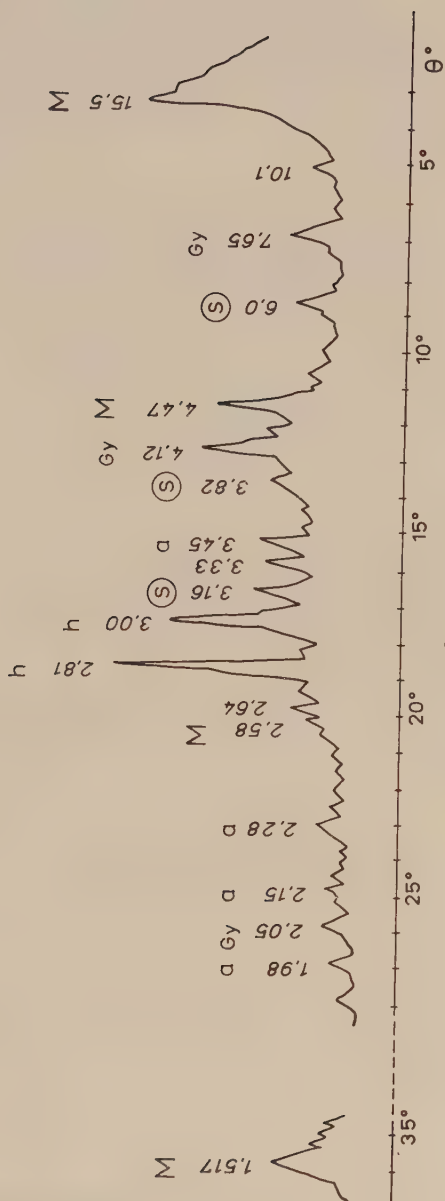


Fig. 35

LOGIQUE. Mais il faut noter toutefois que, du point de vue génétique, ces minéraux peuvent être rangés dans deux catégories bien différentes (tabl. 86) :

— soit en effet, ils se sont édifiés *directement* au sein d'une atmosphère réductrice due à la présence de gaz sulfhydrique et n'ont pas évolué lors de l'évaporation : c'est le cas des **phyllites ferromagnésiennes**.

— soit, ils proviennent d'une transformation des composés initiaux, consécutive aux réactions d'oxydation qui ont pris naissance au cours de la dessiccation à l'air libre : c'est le cas des SULFATES DE CALCIUM et du SOUFRE natif.

TABLEAU 86

Phases successives	Conditions de Genèse	Dépôt noir	Particules blanches
I	Composés édifiés dans l'ambiance <i>sulfhydrique</i> du ballon	Phyllite (Ferrostévensite)	Monosulfures de Calcium
II	Minéraux obtenus après évaporation à l'air libre (<i>oxydation</i>)	Phyllite (Ferrostévensite)	Gypse Hemihydrate Anhydrite Soufre

Dans ces conditions, la paragenèse expérimentale : « Phyllite — Sulfates de Calcium — Soufre », qui caractérise le lessivat d'accumulation de l'essai- H_2S , ne peut en aucun cas être considérée comme typiquement *originelle*.

2. Conséquences génétiques

a) GENÈSE DES PHYLLITES (2^e élément)

L'altération « sulfhydrique », qui favorise (encore plus nettement que dans l'essai antérieur) l'élimination des cations et notamment du fer, magnésium et calcium *par rapport à la silice* (vide supra, p. 169), conduit donc de la même façon à un milieu d'accumulation de type « basique », dans lequel le rapport $\frac{SiO_2}{MgO + FeO_n}$ est convenablement équilibré (tabl. 87). Ce dernier prend en effet la valeur de 6,1. Aussi la cristallisation de la **Stévensite** qui s'effectue dans le ballon de concentration à partir des *seuls* éléments lessivés a-t-elle été spontanée comme dans le cas précédent (cf. tabl. 80).

TABLEAU 87

Essai	$\frac{SiO_2}{[(Fe^{II}Fe^{III})On + MgO]}$	État d'oxydo-réduction	Valence du fer	pH	Nature de la Smectite engendrée	Couleur du dépôt
Dépôt du ballon « sulfhydrique »	6,1	Milieu réducteur	Fe^{II}	8,3	Ferrostevensite	Noire

L'expérience sulfhydrique, qui met une fois de plus l'accent sur le rôle majeur du rapport $\frac{\text{SiO}_2}{\text{cations structuraux}}$ au sein du milieu de néogenèse, confirme donc entièrement les résultats antérieurs relatifs aux conditions générales de formation des phyllites argileuses dans les bassins de type sédimentologique (cf. p. 162).

b) GENÈSE DU GYPSE ET DES SULFATES
DE CALCIUM CRISTALLISÉS

Nous avons vu que l'élimination de l'ion Ca, élément le plus exporté de l'altération sulfhydrique, se faisait *pendant l'essai* sous forme de monosulfure, qui s'accumule ainsi régulièrement dans le lessivat expérimental et peut même commencer à précipiter. Mais ce n'est que **postérieurement**, lors de *l'aération* du ballon, que l'on constate l'apparition des ions sulfates et la cristallisation de Gypse, Hémihydrate et Anhydrite.

Les sulfates de calcium cristallisés ne s'individualisent donc pas, tant que le milieu d'accumulation reste réducteur ou au moins non-oxydant (tabl. 86) ce qui veut dire que dans cet essai, leur formation est de type **diagénétique** (*) avec deux étapes bien distinctes :

- 1) Formation du sulfure de calcium dans le ballon en même temps que s'édifie le silicate phylliteux (Ferrostévensite) [Phase réductrice].
- 2) Évolution *sur place* du sulfure par suite de l'aération, avec apparition consécutive de Gypse, Hémihydrate et Anhydrite au sein même du « sédiment expérimental » [Phase oxydante].

* * *

Dans le milieu naturel, on peut avoir une représentation assez fidèle du lessivat sulfhydrique expérimental en considérant par exemple les *eaux minérales de type sulfuré calcique*. Le tableau 88, qui rassemble un certain nombre de données sur

TABLEAU 88

Sources sulfureuses	Teneur en sulfure de calcium	
	mg/litre	% du résidu sec
Lessivat expérimental	0,124 (p. 100 g de Granite)	10,8
Salies-de-Salat (Haute-Garonne)	113,5	6,4
Pierrefonds (Oise)	15,0	4,6
Enghien-les-Bains (Seine-et-Oise)	29,0	3,2
Gazost (Hautes-Pyrénées) Grande Source	22,0	—
Montmirail (Marne)	39,0	1,7
Montbrun-les-Bains (Drôme)	19,4	0,75

quelques sources sulfureuses caractéristiques de la France [E. JACQUOT et E. WILM (1894)], montre en effet que la comparaison envisagée peut être considérée comme valable.

D'ailleurs, la boue déposée à la sortie des eaux à Montbrun-les-Bains (Drôme) par exemple (donc après contact avec l'air), a fait l'objet d'une analyse chimique totale [E. JACQUOT et E. WILM (1894)] qu'il est très intéressant de rapprocher de

TABLEAU 89

Éléments	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	CO ₂	SO ₃	S	Mat. org. P ₂ O ₅	Total
Boue de Montbrun-les-Bains	39,30	2,10	3,56	1,20	18,20	—	—	7,60	14,80	5,50	7,20	99,46
Dépôt expérimental global	38,3	1,6	3,9	2,2	8,0	3,5	1,6	—	40,9	—	—	100,0

celle du lessivat *global* sulhydrique, tant la similitude est grande entre les produits engendrés dans les conditions naturelles et artificielles (tabl. 89).

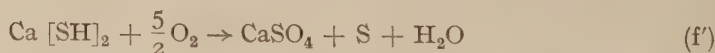
Il devient alors raisonnable de penser que la formation du sulfate de chaux à la surface du Globe puisse, dans un certain nombre de cas, résulter d'une simple oxydation de solutions sulhydriques diverses, plus ou moins chargées en calcium.

c) GENÈSE DU SOUFRE NATIF

Nous avons vu antérieurement [réactions (d) et (e) p. 173] que l'apparition de Soufre *libre* au sein du « sédiment expérimental » résultait (comme d'ailleurs la formation des sulfates calciques) de l'*oxydation* des sulfures solubles et principalement du sulfure de calcium. La réaction mise en jeu s'écrit donc globalement de la façon suivante :



ou encore :



Or, la coexistence soufre natif-sulfate de calcium est une des caractéristiques des gisements *sédimentaires* de soufre (Solfares). Ceux-ci, en effet, apparaissent généralement sous la forme de niveaux *terreux* qui sont constitués par des argiles gypsifères grises ou versicolores, **imprégnées** de soufre libre en particules, nodules ou lits, et qui alternent régulièrement avec des schistes bitumineux. C'est le cas des gisements de l'Oligocène : Midi de la France (Malvesi ou Apt : 10 à 20 p. 100 de S libre)

[J. ESTIVAL et D. SCHNEEGANS (1935)], du Miocène : Sicile [W. H. TWENHOFEL (1950)] ou du Pontien (Gessosolfifera du Sud de l'Italie).

L'analogie semble donc assez grande entre le produit soufré expérimental et les niveaux solifères diffus des séries géologiques. Dans ces conditions, pour comprendre

TABLEAU 90

Teneur en éléments soufrés (%)	Expérience	Dépôt actuel	Niveau géologique
	Dépôt noir du ballon-récepteur (%)	Boue récupérée à la sortie des eaux sulfureuses de Montbrun (Drôme) (%)	Argile gypsifère et solifère de Malvesi (Oligocène) (%)
S libre	2,1	5,5	10-20
CaSO ₄	12,9	25,0	(non det.)

la genèse de ces derniers, il apparaît maintenant raisonnable de faire appel à l'oxydation *brutale* des composés sulfhydriques d'un niveau réducteur, composés qui peuvent d'ailleurs résulter, soit de fermentations anaérobies produites *in situ*, soit de l'arrivée dans le bassin d'eaux minérales d'origine *sulfureuse* (tabl. 90).

Conclusions

Le dépôt complexe de *néogenèse* « Argile noire-Gypse-Soufre » se présente ainsi, d'après les données expérimentales, comme une formation de type diagénétique :

— la première phase se produit en milieu sulfhydrique réducteur avec édification de **Ferrophyllite** au sein du ballon de concentration.

— la deuxième, par contre, consécutive à l'aération du milieu, est de type oxydant et conduit à l'individualisation *simultanée* de GYPSE et de SOUFRE, sans influencer la nature du silicate argileux formé antérieurement (fer ferreux et couleur noire).

Il semble donc, grâce aux études de laboratoire effectuées en présence d'H₂S, qu'on dispose maintenant de quelques éléments supplémentaires, pour préciser les conditions de la genèse des argiles noires gypsifères et solifères, qui ont eu un si grand développement au cours de certaines périodes de l'histoire géologique du Globe terrestre.

II. — ACTION DE L'ACIDE ACÉTIQUE

INTRODUCTION

L'existence d'acides organiques à la surface du Globe est liée, dans la plupart des cas, à la décomposition des matières organiques qui résultent de l'accumulation sur le sol des résidus de la végétation ⁽¹⁾. Leur apparition n'est cependant pas généralisée ; elle exige, bien au contraire, la présence de conditions climatiques déterminées, qu'il semble utile de préciser brièvement. *Grosso modo* en effet, trois éventualités peuvent se présenter : [E. C. MOHR (1944), S. HÉNIN, G. MONNIER et L. TURC (1959), Ph. DUCHAUFOUR (1960), K. H. TAN et J. VAN SCHUYLENBORG (1961), G. BACHELIER (1963)...]

1) Dans les conditions de température élevée et d'humidité forte et continue (cas des régions tropicales), la matière végétale subit une destruction brutale [1,3 p.100 par jour, d'après P. H. NYE (1961)] par **minéralisation** (*). La dégradation se traduit donc essentiellement par une *abondante libération de gaz carbonique*.

2) A l'opposé, en milieu froid et très peu aéré, l'évolution est extrêmement lente ; les résidus organiques s'accumulent en conservant longtemps leurs formes. Il y a ainsi apparition de TOURBE ou de LIGNITE.

3) Enfin, entre les deux extrêmes, en milieu plus ou moins aéré, la décomposition des litières végétales se fait par l'intermédiaire de produits transitoires à caractère acide et de poids moléculaire variable (HUMUS) ; en régions froides (zones boréales), ce sont avant tout des produits « légers » à caractère nettement *acidifiant* (**acides carboxyliques** ou **phénoliques** solubles), alors que dans les domaines tempérés, on a plutôt affaire à des composés de poids moléculaire plus élevé caractérisés essentiellement par un fort pouvoir complexant.

*
* *

Ainsi, la formation d'acides organiques apparaît comme un des mécanisme importants de l'évolution des résidus végétaux à la surface du Globe. Dans ces conditions, il était alors normal d'envisager, au moins succinctement, le rôle de ces derniers dans l'altération chimique des roches, ne serait-ce d'ailleurs que pour établir un point de comparaison par rapport à l'action de l'anhydride carbonique qui a été examinée antérieurement (chapitre V).

Mais il était intéressant aussi d'essayer de vérifier une série d'hypothèses contradictoires qui ont été formulées depuis longtemps au sujet du rôle primordial que certains acides organiques peuvent jouer dans des processus pedogénétiques bien déterminés, tels que la Latéritisation et la Podzolisation (*).

⁽¹⁾ On peut en noter au sein d'eaux thermominérales [Acides acétique et formique, par exemple, dans les eaux de Bruckenau en Bavière], mais le cas est assez rare.

C'est ainsi que C. H. BEHRE (1932), constatant la superposition régulière lignite-bauxite dans un certain nombre de gisements d'aluminium, attribua la formation des niveaux de kaolinite et d'hydroxydes d'alumine dans le milieu naturel à l'action d'acides organiques engendrés au sein de vastes marais. F. W. FREISE (1935) suggéra même que, sous forêt dense équatoriale, l'agent essentiel de la Latéritisation était constitué par de l'acide lactique. Mais, toutes ces hypothèses n'ont eu aucun écho car les études de J. S. JOFFE (1936) et de E. C. MOHR (1944) en particulier, ont incontestablement montré que le rôle des acides organiques est plutôt mineur dans les régions tropicales, tant la destruction des résidus végétaux peut être complète et rapide sous de tels climats (vide supra).

Dans le même temps, certains pédologues qui s'intéressaient plus spécialement aux Podzols ont été amenés, pour expliquer le lessivage des sesquioxides, à envisager l'action d'acides organiques de type carboxylique ou phénolique [R. L. STARKEY et H. O. HALVORSON (1927) ; H. T. JONES et J. S. WILCO (1929) ; P. H. GALLAGHER (1942) ; E. M. BASTISSE (1945)...]. Mais ce fut V. R. WILLIAMS (1926-1942) qui, le premier (et contrairement aux idées de K. K. GEDROIZ) attribua l'altération « podzolique » à la mise en œuvre d'acides « créniques » provenant de la dégradation des litières organiques en milieu boréal. C'est cette opinion qui est, de nos jours, généralement admise en Pédologie, notamment depuis les travaux expérimentaux de R. BÉTRÉMIEUX (1951), C. BLOOMFIELD (1952) et P. LOSSAINT (1959).

A. — CONDITIONS EXPÉRIMENTALES

Le choix de l'acide organique à utiliser dans les essais s'est finalement porté sur l'acide acétique CH_3COOH , qui représente le type parfait des acides carboxyliques. Son pK , qui est de 4,8, en fait tout d'abord un acide relativement fort par rapport aux réactifs mis en œuvre précédemment [$\text{pK}_1(\text{CO}_2) = 6,4$ — $\text{pK}_1(\text{H}_2\text{S}) = 7,1$]. En outre, sa nature *volatile* facilite son utilisation expérimentale, surtout si l'on tient à conserver le dispositif Soxhlet habituel ⁽¹⁾. C'est même là une des caractéristiques essentielles du réactif, puisqu'elle va permettre de procéder à un certain nombre de comparaisons entre les diverses expériences effectuées *en présence de conditions hydrodynamiques et thermiques identiques*.

* * *

Le ballon du Soxhlet a été rempli tout d'abord par 300 cm^3 d'eau permutée et 10 cm^3 d'acide acétique pur de façon que le pH initial du liquide soit de l'ordre de 2. Dans ces conditions, la vapeur d'eau, qui s'élève vers les parties supérieures lorsqu'on met l'appareil en circuit, entraîne toujours une certaine quantité d'acide acétique. Après condensation à l'intérieur du réfrigérant, la liqueur d'altération qui s'écoule dans l'extracteur est alors représentée par une solution acétique dont le pH, contrôlé à plusieurs reprises, oscille autour de 2,5 (solution molaire).

⁽¹⁾ La pression de vapeur de l'acide acétique à 90°C est de 400 mm [C. D. HODGMANN (1955)].

C'est ainsi qu'en utilisant le dispositif habituel (figure 36), on est arrivé à provoquer la décomposition expérimentale des matériaux en milieu nettement acide.

Par contre, et c'est là où cet essai diffère des expériences antérieures, l'accumulation des éléments extraits dans l'altération des zones supérieures par la solution acétique, ne se réalise pas en eau pure mais *dans un milieu fortement acétique* (fig.36). Les conditions générales de la concentration de type « sédimentologique » nous sont

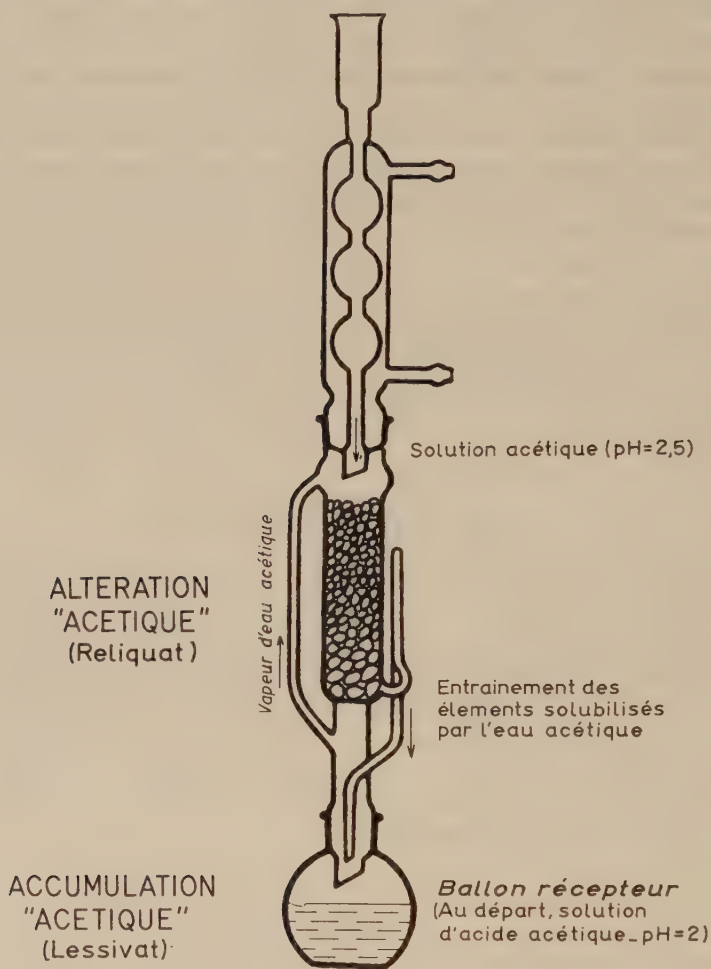


FIG. 36

donc ici imposées. C'est la raison pour laquelle nous nous sommes, dans ce cas, consacrés plus particulièrement à l'étude de la dynamique géochimique de la décomposition.

Enfin, l'essai acétique qui, pour les recherches présentes, constitue une simple expérience de complément, n'a été réalisé qu'avec un *seul* type de roche. Nous avons conservé alors le principe général adopté dans cette expérimentation qui consiste à toujours nous placer dans les conditions qui semblent à première vue les plus dé-

favorables : c'est donc la roche la plus riche en cations basiques, c'est-à-dire le BASALTE, qui a été retenue pour cette expérience d'altération en milieu nettement acide (400 grammes en fragments taillés à la dimension habituelle).

* * *

Ainsi, l'essai acétique comporte essentiellement l'étude de l'évolution expérimentale d'une roche basaltique sous l'action d'un lessivage continu de type **acide** ($\text{pH} = 2,5$) et en milieu *aéré*, en présence de conditions thermiques, hydrodynamiques et granulométriques analogues à celles utilisées dans les essais antérieurs « carbonique » et « sulfhydrique » (cf. p. 133 et 167).

B. — CARACTÈRES GÉNÉRAUX DE LA DÉCOMPOSITION

L'altération du Basalte par l'eau acétique débute si brutalement, lors de la mise en circuit de l'appareil, que le liquide du ballon devient rapidement opalescent et prend même une belle coloration *ocre-rouge*. Le lessivage des éléments originels de

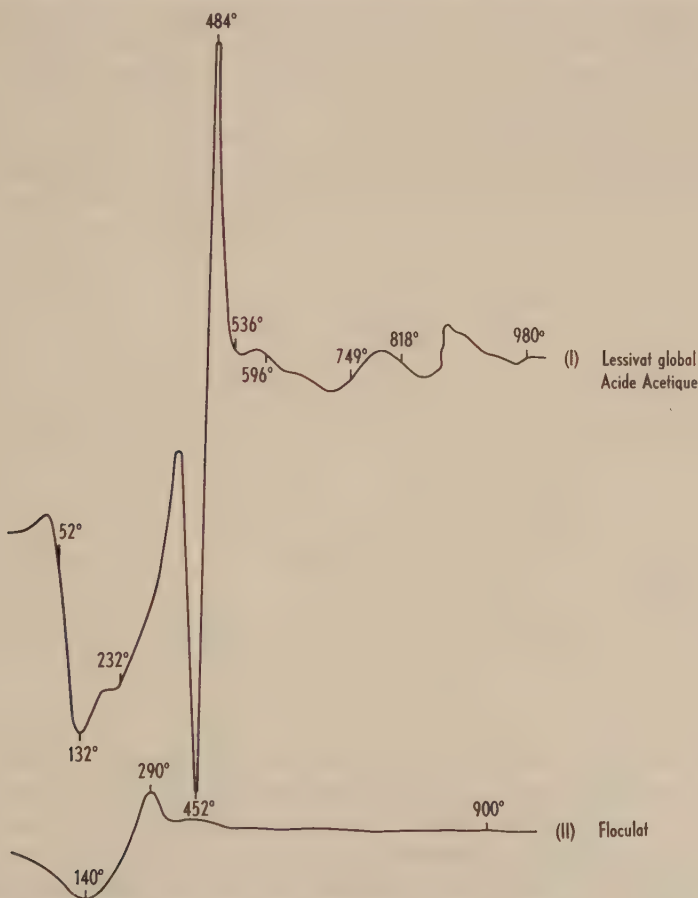


FIG. 37

la roche sous forme de sels acétiques semble donc très intense dans cet essai. Aussi, avons-nous été conduit à arrêter l'expérience assez vite, exactement après 30 litres d'épuisement par la solution acide ; à cet instant, en effet, la quantité totale d'éléments exportés était largement suffisante pour permettre une étude chimique complète du lessivat expérimental.

Au moment de l'arrêt, l'aspect des fragments de Basalte était inchangé, ce qui n'est pas surprenant étant donné la brièveté de l'essai. Il n'a donc été procédé à aucun examen sur les matériaux pétrographiques mis en expérience.

Par contre, plusieurs investigations ont été réalisées sur le lessivat : celui-ci se présente tout d'abord sous la forme d'un liquide trouble et de couleur rouille dont le pH final est de 4,8 (alors qu'au départ, le pH du ballon était de 2).

De plus, son aspect général est très semblable à celui qui caractérise habituellement les précipités d'hydrates ferriques. Or, on sait que les sels acétiques, notamment ceux du fer, de l'aluminium et du chrome sont assez peu stables et qu'ils sont même détruits à chaud avec formation d'acétates basiques, puis finalement précipitation des hydroxydes correspondants [G. CHARLOT (1957)]. C'est très probablement ce qui s'est produit dans cette expérience où le milieu d'accumulation des composés acétiques lessivés était maintenu en permanence à l'ébullition. Mais cela n'apparaît pas si l'on se contente d'examiner le lessivat global desséché par l'intermédiaire des méthodes minéralogiques habituelles : Rayons X — Analyse thermique différentielle [fig. 37 (courbe I)] — Thermogravimétrie (fig. 38). Par contre, l'analyse thermique effectuée sur le seul floculat ocre-rouge, préalablement lavé par centrifugation et ainsi débarrassé de l'acide acétique en excès et des composés solubles, montre nettement un début d'individualisation d'**hydrates de sesquioxydes** [fig. 37 (courbe II)].

TABLEAU 91

Poids de Basalte au départ (g)	Intensité de l'élimination (mg/l)	Intensité de l'élimination p. 100 de Basalte (mg/l)
400	350	87,50
Volume total du lessivage (litres)	Poids total lessivé (g)	Taux de lessivage p. 100 de Basalte
30	10,52	2,6

Le lessivat global desséché à 105°C a été ensuite porté au four pour obtenir une destruction complète des radicaux acétiques et notamment de l'acide en excès. 40,5 p. 100 du résidu initial ont ainsi été perdus au cours de la calcination (fig. 38). Le produit rouille restant représente alors 10,520 g. (tabl. 91) et correspond à une intensité de l'élimination, pour 100 grammes de roche, de 87,5 mg/l. C'est là un chiffre *considérable*, puisqu'il est 30 fois plus élevé que celui obtenu dans les mêmes

conditions thermiques et hydrodynamiques pour les essais à l'eau pure ou à l'eau carbonique (cf. tabl. 69).

*L'acide acétique peut donc, dès à présent, être considéré comme un réactif particulièrement **agressif** et comme un agent de décomposition chimique spécialement **actif**.*

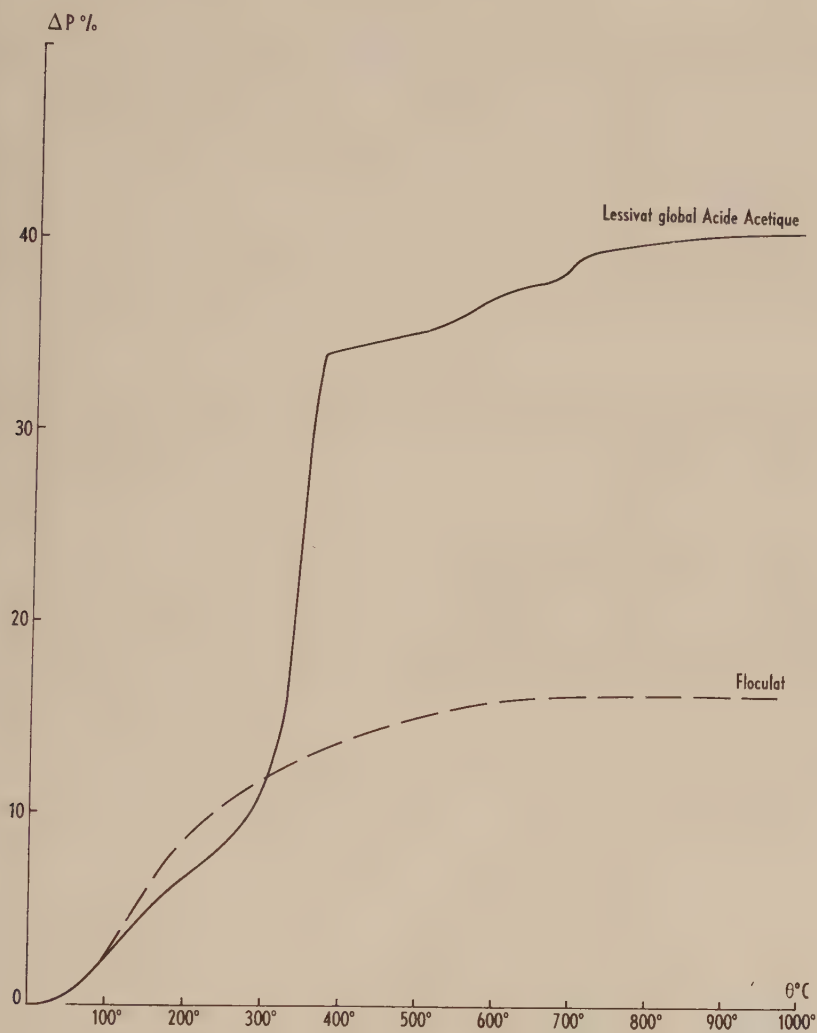


FIG. 38

C. — DYNAMIQUE DE L'ALTÉRATION ACÉTIQUE

L'analyse chimique du lessivat global permet de préciser d'autant mieux le comportement dynamique de chaque élément au cours de ce type d'évolution expé-

rimientale (tabl. 92), que l'on peut immédiatement procéder à de brèves comparaisons avec les résultats obtenus dans les autres essais à caractère acide et en particulier avec ceux de l'expérience- CO_2 (tabl. 93, 94 et 95).

TABLEAU 92

Éléments	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	Total
Lessivat global (%) ...	45,5	21,4	6,8	10,0	7,9	5,9	2,5	100,0
Composition du litre de lessivage p. 100 de roche (mg/l)	39,82	18,71	5,75	8,93	6,92	5,17	2,18	87,50

TABLEAU 93

Essais sur Basalte	Intensité d'élimi- nation (γ/l)	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MgO	CaO	Na_2O	K_2O
Essai acétique	87 500	39 820	18 710	5 750	8 930	6 920	5 170	2 180
Essai carbonique	3 000	1 878	75	204	249	390	123	81
$\frac{Q \text{ acétique}}{Q \text{ C}_2\text{O}}$ ⁽¹⁾	29,2	21	250	28	36	18	42	27

(¹) Même volume d'écoulement et 100 de roche.

TABLEAU 94

Essais sur Basalte	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	Total
Essai acétique	45,5	21,4	6,8	10,0	7,9	5,9	2,5	100,0
Essai carbonique	62,6	2,5	6,8	8,3	13,0	4,1	2,7	100,0
$\frac{Q \text{ acétique}}{Q \text{ CO}_2}$ ⁽¹⁾	0,7	8,5	1	1,2	0,6	1,4	0,9	1

(¹) Pour 100 de matière lessivée dans les deux cas.

De l'ensemble des données analytiques reproduites dans le tableau 92, il résulte tout d'abord que : **tous** les *éléments chimiques de la roche initiale subissent, au cours de l'altération acétique, un lessivage caractérisé*, bien que ce dernier soit plus ou moins important suivant les éléments considérés.

TABLEAU 95

Paramètres moléculaires des Lessivats	$\frac{\text{SiO}_2}{\text{Al}_2\text{O}_3}$	$\frac{\text{SiO}_2}{\text{Fe}_2\text{O}_3}$ ⁽¹⁾	$\frac{\text{SiO}_2}{\text{Bases}}$ ⁽²⁾
Essai acétique	2,1	17,9	1,45
Essai-CO ₂	42,5	14,4	1,95
PM « CO ₂ » (*)	20	0,8	1,3
PM « acétique »			

(*) Rapport de chacun des éléments ou groupe d'éléments pour une quantité moléculaire de silice identique. Ex : $\frac{\text{Mol. Al}_2\text{O}_3 \text{ « acétique »}}{\text{Mol. Al}_2\text{O}_3 \text{ « CO}_2 \text{ »}}$

⁽¹⁾ Fe₂O₃ total pour l'essai-CO₂.

⁽²⁾ $\frac{\text{SiO}_2}{\text{Bases}}$ du Basalte initial = 1,55.

C'est là un fait *capital* du point de vue pédologique, surtout si on le considère par rapport aux expériences antérieures où jusqu'alors nous avons *toujours* obtenu une certaine accumulation (partielle ou totale) d'un ou plusieurs cations (Fe — Al), au sein du Reliquat d'altération.

Il reste donc maintenant à préciser ce nouvel état des choses et à examiner en particulier le comportement dynamique des éléments fondamentaux, c'est-à-dire de l'aluminium, du fer et de la silice.

a) LESSIVAGE DE L'ALUMINIUM

L'aluminium est, en valeur absolue, 250 fois plus exporté que dans l'essai carbonique (tabl. 93). Mais, c'est aussi, de tous les éléments cardinaux, celui qui, *en valeur relative*, est le plus nettement lessivé. Le tableau 94 montre en effet que, pour une extraction globale identique, la valeur du quotient passe à 8,5 en ce qui concerne Al, alors qu'elle oscille dans un domaine très étroit (0,6 — 1,4) pour l'ensemble des autres éléments. Enfin, si l'on étudie la variation du paramètre moléculaire SiO₂/Al₂O₃ dans le lessivat (tabl. 95) on constate que, pour une élimination de silice identique, la quantité moléculaire d'alumine exportée par la solution acétique est 20 fois supérieure à celle déplacée en présence de CO₂.

L'acide acétique provoque donc un *lessivage intense* de l'aluminium, si intense même, qu'au cours de la décomposition, cet élément semble devoir être éliminé **rapidement et dans sa totalité** des matériaux initiaux.

b) LESSIVAGE DU FER

Si l'exportation du fer a été globalement intensifiée (tabl. 93), elle n'a point cependant été favorisée par rapport à celle de la silice et des cations basiques (tabl. 94 et 95). Dans ces conditions, l'élimination relative du fer vis-à-vis de ces éléments n'a pas été plus importante que celle obtenue dans l'essai en présence de CO_2 où le fer subissait déjà une notable exportation.

c) LESSIVAGE DE LA SILICE

En présence d'eau acétique à $\text{pH} = 2,5$, la silice est fortement exportée (tabl. 92) et son élimination a même été intensifiée par rapport aux essais antérieurs (eau pure et eau carbonique) (tabl. 93). On peut donc noter en passant que la solubilisation de SiO_2 ne diminue pas lorsque le milieu devient plus acide.

Par contre, *en valeur relative*, la silice est un peu moins éliminée que dans l'expérience- CO_2 (tabl. 94). Le paramètre moléculaire $\text{SiO}_2/\text{cations basiques}$ tombe à 1,45 (tabl. 95) et devient alors inférieur à l'indice R du Basalte originel (1,55). La quantité moléculaire de silice exportée *par rapport aux bases* est ainsi 1,3 fois moins importante que dans l'essai carbonique et même 2,4 fois moins intense qu'en présence d'eau pure.

Il résulte donc de cet ensemble de données, que *si la silice est fortement extraite et lessivée, même en milieu acide, elle est néanmoins, relativement d'une part aux sesquioxides et d'autre part aux cations basiques, beaucoup moins éliminée dans ce cas.* Or, comme elle constitue de loin l'élément *prédominant* des roches silicatées, il semble normal dans de telles conditions, qu'une *altération organique de type nettement acide* conduise, après élimination progressive de **tous les autres cations**, à un **résidu** ne contenant plus que de la **silice pure**. Nous avons ainsi été amenés dans cette expérience, et

TABLEAU 96

Développement de l'altération acétique	Composition du Résiduel (%)			N° des phases	Durée relative des phases	Nature du Reliquat
	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3 (r)			
A l'origine	43,55	11,95	15,00	Origine	—	Basalte sain
A la fin de la 1 ^{re} phase	36,50	0	12,00	1	16,2	Basalte en voie de désalumination
A la fin de la 2 ^e phase	8,20	0	0	2	67,6	Résiduel en voie de ferrification
A la fin de la dissolution	0	0	0	3	16,2	Silice pure (A_2 -Podzol cendreaux)
				Fin	—	Néant

en tenant compte des taux actuels du lessivage pour la silice, l'alumine et le fer, à calculer la composition du Reliquat de l'altération du Basalte, tout d'abord pour une élimination totale de l'aluminium initial (1^{re} phase), puis pour une exportation complète du fer originel (2^e phase) (tabl. 96). En opérant de cette manière, on constate effectivement qu'au bout d'un certain temps d'altération, le résidu de la décomposition ne devrait plus être constitué que par de la silice pure. Ce résidu, qui correspond ici à 19 p. 100 *seulement* de la teneur initiale du Basalte en SiO_2 , fait naturellement penser à l'horizon *cendreuse* (A_2) qui apparaît avec tant de netteté dans les profils podzoliques.

Conséquences pédogénétiques

L'évolution expérimentale d'une roche basaltique sous l'action d'un lessivage continu à l'eau acétique conduit finalement à un certain nombre de remarques :

1) Au cours de la décomposition, **tous** les éléments initiaux du Basalte et en particulier l'*aluminium* ont été notablement lessivés. Nous sommes donc ici en présence d'un processus d'altération particulier qui ne ressemble en rien aux mécanismes mis en jeu dans les expériences antérieures, mais qui, par contre, évoque incontestablement la **Podzolisation** (*) des régions boréales.

2) La silice est nettement exportée mais elle l'est beaucoup moins, par rapport à l'alumine et aux bases, que dans les essais en milieu neutre ou peu acide : *une certaine quantité doit donc nécessairement, à un stade donné de l'évolution, s'accumuler dans le résidu d'altération* [accumulation RELATIVE (*) — J. d'HOORE (1954)] **avant de disparaître elle-même en totalité à la fin de la décomposition.**

Ceci conduit alors à penser que :

a) *Le résidu siliceux d'accumulation est génétiquement instable par rapport aux conditions de l'altération*, et non en équilibre comme le sont par exemple les horizons pédologiques constitués entièrement par des hydroxydes de néoformation (Allitisation). Ce serait donc un niveau *transitoire* et résiduel dans le vrai sens du terme (Résistat de l'altération).

b) *Le niveau siliceux à caractère « podzolique » représente une faible part de la silice originelle* (1/5 environ dans l'expérience présente, alors que les 4 autres cinquièmes doivent être complètement lessivés). Ce fait permettrait alors de comprendre pourquoi, dans les conditions les plus podzolisantes de la surface du Globe (zone boréale), l'horizon cendreuse est *toujours de faible épaisseur* (cas des roches éruptives acides) et même si difficile à mettre en évidence sur les roches basiques pauvres en quartz.

3) Enfin le fer, étant déplacé au cours de cette expérience à peu près à la même vitesse que la silice, décroche ainsi nettement de l'aluminium. Dans ces conditions, et puisque le Basalte est une roche ferrique et relativement pauvre en SiO_2 , le niveau résiduel restera pourvu en fer pendant un temps assez long (84 p. 100 environ du temps nécessaire à la dissolution totale de la roche).

*
* *

En définitive, l'altération expérimentale du Basalte en présence d'acide acétique nous a conduit rapidement à un processus géochimique dont les caractéristiques évoquent celles de la Podzolisation. Elle a permis ainsi de nous faire entrevoir, sans toutefois que le fonds du problème ait pu réellement être abordé dans une étude aussi brève, d'une part que **l'essence** même de ce processus repose entièrement sur l'élimination de l'aluminium, et d'autre part que son développement résulte avant tout d'un comportement dynamique *bien déterminé* de la silice et du fer.

Ce sont là des faits qui, à l'avenir, peuvent être fort utiles lorsque des recherches particulières sur l'altération podzolique seront envisagées au laboratoire.

CONCLUSIONS

L'ensemble des considérations, qui résultent de ces quelques expériences effectuées en présence de conditions *physicochimiques* variées [CO_2 — H_2S — CH_3COOH], nous permet de situer maintenant la place que tiennent effectivement les **agents d'altération** dans la dynamique chimique de la Pédogenèse.

Nous avons vu en effet, que *pour des conditions thermohydriques identiques* (et si l'on exclut le problème du fer), les eaux carboniques et sulfhydriques provoquaient une altération de **même** tendance que celle obtenue en présence d'eau *pure* [élimination intégrale de la silice et accumulation quasi-totale de l'aluminium (ALLITISATION)], alors que l'eau acétique conduisait à un processus pédogénétique **opposé** avec évacuation totale de l'aluminium (PODZOLISATION). Ainsi, la *seule* présence de réactifs bien *définis* au sein de la pluie ou dans le sol paraît suffire, soit à renforcer, soit au contraire à inverser complètement l'action spécifique de l'eau *pure*.

Les facteurs physicochimiques de l'altération ont donc finalement une importance capitale quant à la **nature** géochimique du processus engendré. Quelle peut être, dans ces conditions, l'influence des caractéristiques thermohydriques sur l'évolution pédogénétique? C'est ce qu'il est nécessaire d'aborder brièvement au cours du chapitre suivant.

CHAPITRE VII

VARIATION DES CONDITIONS HYDRODYNAMIQUES ET THERMIQUES

PRÉAMBULE

Nous avons vu au cours de l'expérience fondamentale (I^{re} Partie), qu'un lessivage à l'eau pure conduisait pour un certain « climat » artificiel (température et drainage bien déterminés) à un type d'altération donné, qui a pu être d'ailleurs nettement caractérisé sur le plan minéralogique, géochimique et morphologique. Le problème qui se pose présentement est de voir, si en changeant les conditions thermiques et hydrodynamiques des essais, tout en maintenant l'action de l'eau pure, on arrive à modifier l'évolution pédologique expérimentale, soit du point de vue de la *vitesse* ou encore du *mode de développement* du processus d'altération précédemment mis en jeu, soit du point de vue de la *nature* même du phénomène si la dynamique de la décomposition est profondément transformée.

Il est très probable naturellement qu'une étude *systématique* de l'influence des facteurs climatiques expérimentaux sur les phénomènes pédologiques, permettrait de délimiter des sortes de « zones artificielles » correspondant aux divers processus géochimiques et de préciser, par là même, les limites thermiques et hydriques de chacun des principaux types d'altération. Mais une telle étude, qui implique une variation *continue* dans l'intensité des facteurs expérimentaux, exigerait la mise en place de très nombreux essais qu'il était impossible d'envisager dans le cadre de ce travail, tant les expériences à l'eau pure, même dans les conditions thermohydriques les plus agressives, s'étendent sur une très *longue* période de temps.

On a donc été conduit à réduire l'éventail des recherches et à nous limiter à une étude détaillée de **deux** cas expérimentaux. Ceux-ci ont alors été choisis de telle sorte que le rôle fondamental joué *respectivement* par le drainage et la température au cours des phénomènes d'altération puisse, par le jeu de comparaisons méthodiques, être convenablement mis en évidence.

— Dans le premier cas, nous avons ainsi conservé la température adoptée dans l'archétype expérimental mais l'intensité du lessivage à l'eau a été considérablement réduit.

— A l'opposé dans le deuxième cas, nous avons utilisé la même intensité de drainage que celle réalisée dans l'expérience fondamentale mais nous avons opéré à une température beaucoup moins élevée.

En dehors des éléments « climatiques », les autres conditions expérimentales, qui, naturellement sont *identiques* pour les deux études, ont été choisies de façon que la durée des essais soit réduite au minimum. Nous avons donc été amenés à retenir les conditions pétrographiques et granulométriques qui se sont révélées les plus *actives* au cours de l'ensemble des expériences précédentes :

Ainsi, la roche utilisée est constituée par le BASALTE habituel, puisque ce dernier s'est avéré le plus rapidement altérable dans l'archétype expérimental (I^{re} Partie).

En outre, la granulométrie adoptée est celle qui a été retenue, non pas dans l'expérience fondamentale mais au cours des essais en présence de conditions physicochimiques variées (II^e Partie — Chapitres V et VI). C'est là un choix qui évidemment pouvait être gênant en ce qui concerne les comparaisons analytiques : on sait, en effet, que les questions dimensionnelles jouent un certain rôle dans le développement d'une altération, beaucoup plus d'ailleurs, à propos de la dynamique géochimique que du type même de l'évolution pédogénétique. Il a donc été nécessaire de réaliser, *parallèlement* aux deux essais indiqués ci-dessus, une expérience-témoin que nous avons évoquée précédemment (T₂) (cf. p. 148) et au cours de laquelle le Basalte taillé en *petits* fragments a été soumis aux conditions intenses de l'archétype au point de vue du lessivage et de la température.

* * *

Ainsi, grâce à cet ensemble de précautions (conditions pétrographiques et granulométriques *similaires*), la série d'expériences nouvelles a permis d'étudier assez rapidement, l'influence du facteur HYDRIQUE d'une part et du facteur THERMIQUE d'autre part, sur la dynamique géochimique de l'altération.

I. — INFLUENCE DU FACTEUR HYDRODYNAMIQUE

INTRODUCTION

Le TOTAL PLUVIOMÉTRIQUE et mieux encore le DRAINAGE ANNUEL (1) ont depuis toujours été considérés avec la température moyenne comme les éléments climatiques fondamentaux de la Pédogenèse [cf. à ce sujet G. AUBERT et S. HÉNIN (1945)]. Aussi, l'un des buts essentiels des études pédologiques effectuées dans le milieu naturel a-t-il été de préciser, chaque fois que cela était possible, le rôle des précipitations annuelles, soit en essayant de déterminer statistiquement des valeurs pluviométriques (2) servant de *limites* à l'apparition de processus d'altération bien déterminés, soit encore en établissant des corrélations entre la pluviosité moyenne et les caractéristiques géochimiques de la décomposition. On dispose donc aujourd'hui, en particulier pour les régions tropicales et subtropicales du Globe où les phénomènes d'altération sont les plus nettement tranchés, d'une série de données hydrodynamiques se rapportant à un certain nombre de processus pédogénétiques.

(1) C'est la lame d'eau de pluie qui s'infiltre réellement dans le sol et qui ainsi joue un rôle direct dans les phénomènes d'altération superficielle (cf. Chapitre I).

(2) A défaut des valeurs de drainage, beaucoup plus difficiles à atteindre.

A titre d'exemple, on peut citer ainsi que l'isohyète annuelle de 500 mm a été préconisée comme limite inférieure de la Ferruginisation (apparition d'hydroxydes de fer libres) [R. MAIGNIEN (1957) — Travaux en Afrique Occidentale] et de la Kaolinisation tropicale [C. R. VAN DER MERVE (1957) — Travaux en Afrique du Sud]. Mais c'est au sujet de l'Allitisation, c'est-à-dire de l'individualisation des hydroxydes d'aluminium, que les recherches ont été les plus poussées. Ainsi, le seuil hydrodynamique paraît se situer vers 1 100 mm pour G. D. SHERMAN (1952) [Travaux sur laves effusives à Hawaï], 1 200 mm pour R. MAIGNIEN (1957) et vers 1 500 mm pour P. SEGALÉN (1957) [Travaux sur matériel volcanique à Madagascar]. Par contre, C. R. VAN DER MERVE (1957) abaisse considérablement cette valeur-limite lors de son étude minéralogique détaillée des sols tropicaux et subtropicaux de l'Union Sud Africaine ; il a trouvé en effet que la Gibbsite pouvait commencer à s'individualiser dans les profils, même sur *substratum granitique*, dès que les précipitations dépassaient 850 mm.

On constate donc qu'une limite pluviométrique comme celle de l'Allitisation, déterminée pourtant à la suite d'enquêtes sérieuses effectuées à la surface du Globe, peut varier du simple au double, même pour une zone thermique aussi uniforme que la zone intertropicale.

Dans de telles conditions, il paraît nécessaire d'aborder le problème par voie expérimentale. Au cours du premier stade des recherches, il s'agit simplement de voir si en réduisant l'intensité du lessivage (pluviométrie) tout en conservant les autres caractéristiques expérimentales, on modifie le rapport d'élimination des principales cations et en même temps le processus de la décomposition.

A. — CONDITIONS GÉNÉRALES DE L'ESSAI

Après avoir disposé 330 grammes de Basalte en petits fragments dans le manchon d'un extracteur Soxhlet (cf. p. 133) et rempli le ballon récepteur avec 300 cm³ d'eau permutée, le dispositif a été mis en circuit comme lors de l'expérience fondamentale. Toutefois, le chauffage du ballon a été réglé de façon que l'ébullition soit moins rapide et, par là même, que la vitesse d'écoulement soit nettement plus faible. On obtient ainsi un drainage quotidien de 400 cm³ ce qui correspond à une pluviosité journalière de 200 mm, soit *12,5 fois moins importante que dans l'expérience qui sert de Témoin* (T₂) (tabl. 97), et à une intensité horaire de 8 mm. Mais, à part ces données sur l'abondance générale des précipitations qui différencient nettement les deux essais, toutes les autres caractéristiques « pluviométriques » sont dans les deux cas identiques : même continuité et même constance dans le rythme de l'écoulement.

En ce qui concerne la température de l'eau de lessivage, celle-ci est *au moment de la condensation* aussi élevée que précédemment, c'est-à-dire légèrement en dessous de 100°C. Par contre, le temps de remplissage de la partie inférieure de l'extracteur jusqu'au niveau supérieur du siphon est nécessairement un peu plus long puisque la vitesse de condensation est plus faible. Aussi, la température de la zone phréatique *au moment du siphonage* est-elle un peu moins élevée que celle réalisée dans l'essai-type. Pour ce dernier instant, elle a généralement oscillé autour de 45°C.

Enfin, l'humidité de l'air de l'extracteur représente ici 70 mm, soit environ

0,1 atmosphère, c'est-à-dire 3 fois moins que dans l'archétype expérimental mais encore 3 fois plus que dans les régions tropicales du Globe terrestre.

Quant aux caractéristiques physicochimiques de l'eau d'altération (évaluées par la méthode habituelle) [Annexe II], elles sont très proches de celles du Témoin comme on peut le constater en examinant le tableau général ci-après (tabl. 97).

TABLEAU 97

Données expérimentales			Témoin (T ₂)	Essai à drainage limité	Climat équato- rialocéanique ⁽¹⁾
Données climatiques	Humidité atmosphérique (mm)		234	70	26,5
	Température	dans la zone atmosphé- rique	un peu < 100°C	un peu < 100°C	27°C
		dans la zone phréatique au moment du siphonage ...	70°C	45°C	
	Pluviosité	Abondance journalière (mm)	2 550	200	12,5
		Nombre de jours de pluie dans l'année	365	365	240
		Vitesse de drainage (Vd mm/h).....	105	8	8
Données physico- chimiques	Caractéristi- ques des eaux d'altération	Teneur en oxygène (mg/l)	3,8	3,5	9,0
		Teneur en CO ₂ (mg/l) ...	0,12	0,15	0,50

⁽¹⁾ Jaluit (Iles Marshall).

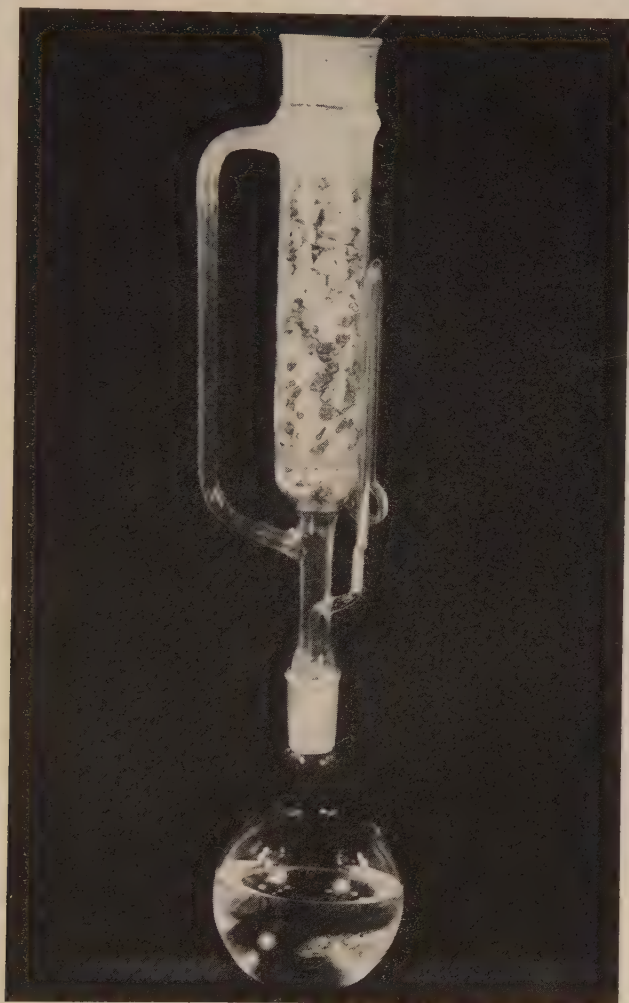
En conclusion, les caractéristiques du cycle expérimental sont sensiblement identiques dans les deux essais considérés, à l'exclusion toutefois de la « pluviométrie » qui, comme nous le désirions, est dans un des cas 12,5 fois moins abondante.

Mais il faut noter aussi que la nouvelle expérience nous rapproche du domaine équatorial en ce qui concerne le drainage climatique, puisque l'intensité horaire réalisée ici est exactement la même que celle qui caractérise par exemple le rythme théorique de l'infiltration dans les îles Marshall (8 mm/h).

B. — ÉTUDE DE L'ÉVOLUTION EXPÉRIMENTALE

Dès le début de l'expérience, le lessivage à l'eau provoque une certaine altération chimique du Basalte puisque le pH des eaux de l'extracteur, pris au moment du siphonage, augmente sensiblement et oscille entre 6,5 et 6,7. De ce fait, le liquide du ballon devient rapidement alcalin (pH = 9,0 — 9,5), sans toutefois prendre la

teinte laiteuse que l'on avait si nettement obtenue au cours de l'essai primitif. Dans le même temps, l'aspect des fragments de roches varie assez peu ; cependant, progressivement, un certain nombre de *points rouille* apparaissent çà et là à la surface du Basalte disposé dans la zone atmosphérique. En outre, vers le 100^e jour, soit après un lessivage total de 40 litres, un *dépôt blanc*, légèrement diffus, peut être noté sur le manchon de verre. Il est net au 120^e jour et arrive même, vers le 150^e jour, à se développer à l'intérieur du siphon. A partir de là, le précipité n'a cessé de s'étendre,



CLICHÉ XXIII. — Essai à drainage limité (Basalte).
Développement d'une pellicule blanche (Gibbsite) sur le manchon-extracteur

de telles sorte qu'il prend rapidement l'aspect caractéristique reproduit sur le cliché XXIII.

Enfin, au bout de 13 mois (395 jours exactement) et alors que le lessivage global représentait 158 litres, l'expérience a été définitivement arrêtée pour être étudiée et interprétée.

1. Caractéristiques minéralogiques du Reliquat d'altération

Il a été naturellement impossible, étant donné le petit diamètre des grains de Basalte soumis à l'expérimentation, de séparer nettement les parties évoluées des zones saines. Aussi, l'étude de l'évolution des roches n'a-t-elle pu être complètement abordée comme cela avait été réalisé au cours de l'expérience fondamentale. Par

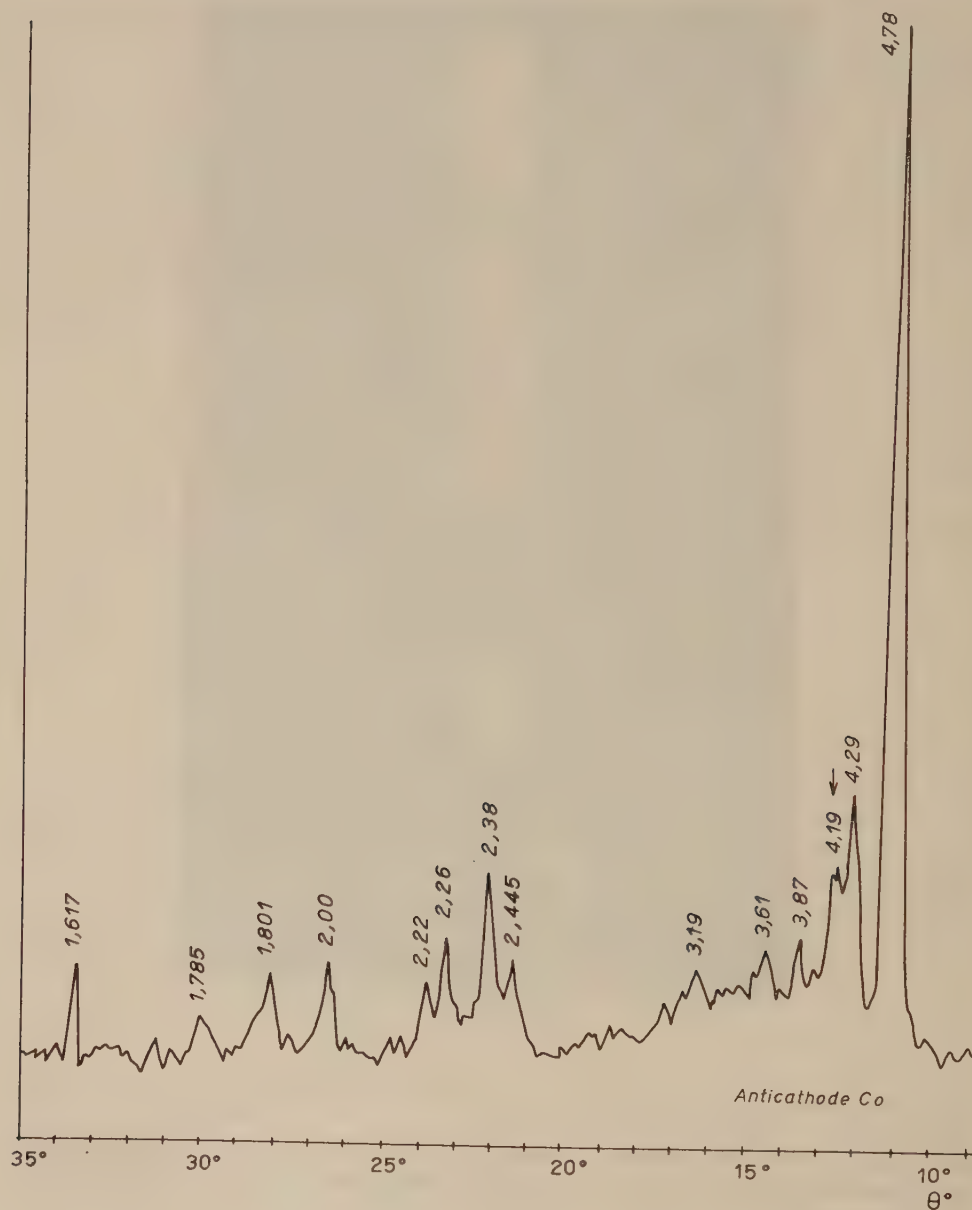


Fig. 39

contre, le malaxage des fragments dans de l'eau ammoniacale a permis de récupérer suffisamment de produits altérés pour procéder à un examen minéralogique par l'intermédiaire de la diffraction des rayons X.

— Dans la zone atmosphérique, la **Ferruginisation** est nette mais toujours localisée : il n'y avait donc pas à la fin de l'essai de croûte ocre uniforme autour de chaque fragment comme cela s'était produit dans l'archétype expérimental (cf. p. 69). De plus, aucune néoformation minéralogique n'a pu être mise en évidence ce qui montre, qu'au moment de l'arrêt définitif, même les oxydes ferriques libérés n'avaient pas encore évolué vers une forme cristallisée.

— Dans la zone d'altération phréatique, un dépôt blanc s'est développé, comme nous l'avons déjà esquissé, sur toute la paroi latérale du manchon, à l'exception des régions où certaines faces de fragments s'appliquaient étroitement contre le tube de verre (cliché XXIII). Ce dépôt a été récupéré par grattage et étudié aux rayons X ; le spectre obtenu présente alors les réflexions classiques d'une **Gibbsite** bien cristallisée $\text{Al}(\text{OH})_3$ [4,79 Å (F) — 4,29 Å (F) — 2,45 Å (f) — 2,38 Å (m) — 2,00 Å (m) et 1,89 Å (m)], auquel s'ajoute probablement une très petite quantité de **Goethite** FeO_2H , identifiée par la raie principale à 4,19 Å (m) — (fig. 39).

Quant aux fragments de Basalte, ils ont pris un aspect gris-blanchâtre très

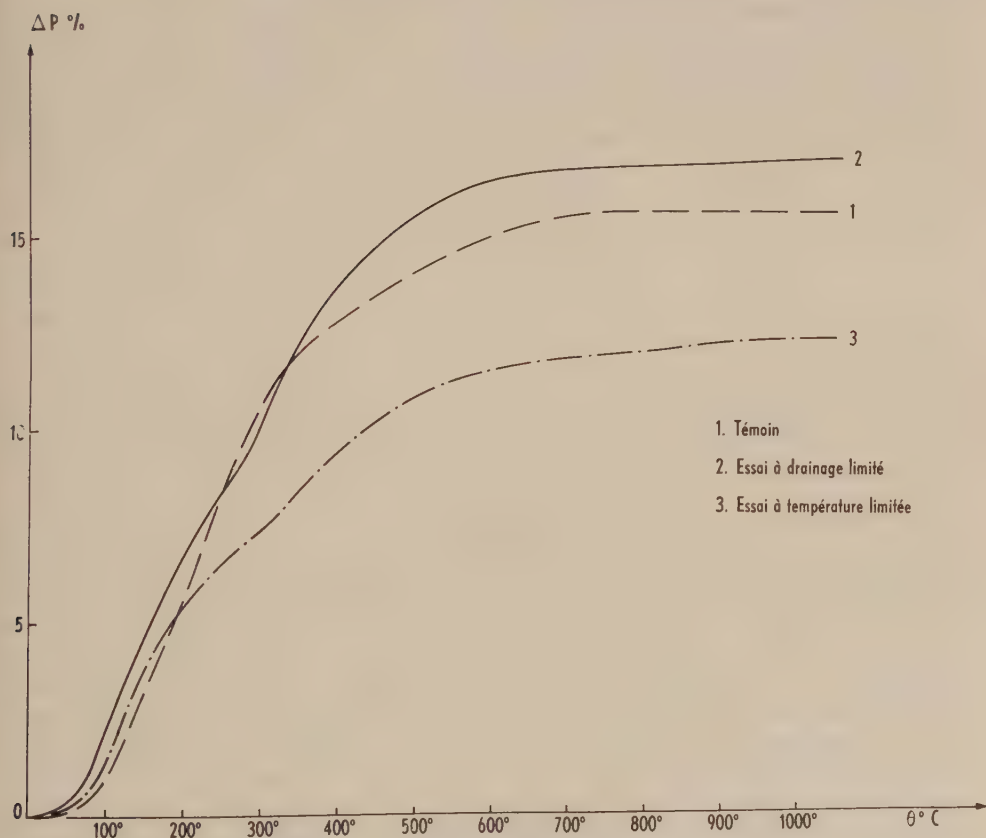


FIG. 40

caractéristique qui correspond, après étude aux rayons X, à la présence nette de **Gibbsite** au sein du cortex périphérique.

*
*
*

Ainsi, du point de vue minéralogique, l'altération expérimentale se traduit essentiellement par l'individualisation de Stilpnosidérite : $\text{Fe}_2\text{O}_3, n\text{H}_2\text{O}$ dans la zone atmosphérique (Ferruginisation) et par une certaine accumulation d'hydroxyde d'aluminium dans la zone phréatique, hydroxyde qui a cristallisé sous forme de Gibbsite $\text{Al}(\text{OH})_3$.

2. Caractéristiques géochimiques du Lessivat d'altération

Le lessivat global se présente à la fin de l'expérience sous forme d'un liquide trouble et de couleur blanche, qui ressemble, en moins laiteux, à celui obtenu dans les divers essais de l'archétype expérimental. Sa constitution élémentaire est d'ailleurs identique comme l'attestent d'une part, l'aspect globulaire des particules colloïdales vues au microscope électronique et d'autre part, la déshydratation régulière mise en évidence par thermogravimétrie (fig. 40 : courbes 1 et 2).

Sur le plan global, la quantité d'éléments exportés au cours des 158 litres de lessivage représente 995 mg, ce qui correspond à une intensité de l'élimination de 1,9 mg/l pour 100 de roche. Celle-ci est donc *1,5 fois plus faible* que dans le cas du Témoin (tabl. 99). Enfin, l'analyse chimique du lessivat intégral conduit à la composition centésimale indiquée dans le tableau 98 ; elle permet donc de préciser

TABLEAU 98

Essais	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Total	L = $\frac{\text{SiO}_2}{\text{Bases}}$
Témoin (T ₂)	57,7	23,2	—	1,0	2,2	10,3	5,6	100,0	3,3
Essai à drainage limité ...	68,4	9,4	—	1,9	1,9	11,7	6,9	100,0	3,3

TABLEAU 99

Composition du litre de lessivage (γ/litre)	N°	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Total
Témoin (T ₂)	I	1 614	650	—	28	62	289	157	2 800
Essai à drainage limité.....	II	1 300	175	—	36,5	35,5	222	131	1 900
$Q = \frac{\text{(I)}}{\text{(II)}}$	—	1,25	3,7	—	0,8	1,7	1,4	1,2	1,5

le comportement dynamique de chaque élément au cours de cet essai à drainage limité.

On constate ainsi que, par rapport au Témoin, l'essai à drainage limité est caractérisé :

- par un comportement semblable du fer qui ne subit aucune exportation ;
- par une élimination quasi-identique de la silice (1,2) et des cations basiques, de telle sorte que le rapport I, se maintient à la valeur de 3,3 ;
- enfin par une accumulation **beaucoup plus importante** de l'alumine, qui est au total 3,7 fois moins exportée en valeur absolue que dans l'essai à grande circulation.

C. — CARACTÉRISATION GÉNÉRALE DU PROCESSUS D'ALTÉRATION

Les différents minéraux de néoformation qui, à la fin de l'essai, c'est-à-dire après 158 litres de lessivage, avaient cristallisé au sein des zones d'altération, ont été disposés dans un tableau synoptique pour être ainsi comparés aux résultats minéralogiques obtenus à partir du même Basalte au cours de l'expérience fondamentale (tabl. 100).

TABLEAU 100

N° des essais	Drainage quotidien (mm/j)	Volume total du lessivage (litres)	Éléments	Zone atmosphérique	Zone inférieure	
					Dépôt du manchon de verre	Zone de fluctuation
I	2 550	1 600	Al	Boehmite AlO.OH	Gibbsite Al(OH)_3	Gibbsite Al(OH)_3
			Fe	Hématite α Fe_2O_3 Stilpnosiderite $\text{Fe}_2\text{O}_3, n\text{H}_2\text{O}$	Goethite FeO_2H	—
II	200	158	Al	—	Gibbsite Al(OH)_3	Gibbsite Al(OH)_3
			Fe	Stilpnosiderite $\text{Fe}_2\text{O}_3, n\text{H}_2\text{O}$	Goethite FeO_2H	—

On constate alors que dans le nouvel essai, qui pourtant a supporté *au total* un drainage environ 10 fois moins important, l'évolution minéralogique est restée sensiblement du **même type**. Signalons cependant, qu'au moment de l'arrêt définitif, aucun oxyde ou hydroxyde *cristallisé* de fer ou d'aluminium n'était encore apparu au sein des fragments de la zone d'altération atmosphérique.

Sur le plan géochimique, on arrive à un résultat analogue puisque le fer et surtout l'alumine ont subi une accumulation au sein du Reliquat d'altération, alors que dans le même temps la silice et les bases étaient régulièrement exportées.

Ainsi la diminution de l'intensité du drainage, même dans un rapport aussi grand que 1 pour 12,5, ne semble donc pas, au moins lorsque le lessivage quotidien reste supérieur à 400 cm^3 , entraîner de modification dans le *type* d'altération engendré qui, encore ici, évoque incontestablement la **Ferrallitisation** des régions tropicales.

II. — INFLUENCE DU FACTEUR THERMIQUE

INTRODUCTION

Le rôle théorique que joue la température dans les phénomènes chimiques est connu depuis fort longtemps puisque la *vitesse des réactions* suit le loi d'ARRHENIUS et croît exponentiellement avec la température (on sait par exemple qu'elle est au moins susceptible de doubler pour chaque augmentation de 10°C).

De même, la *dissociation* des électrolytes et la *dissolution* endothermique des composés chimiques obéissent à la loi de VAN'T HOFF et augmentent exponentiellement avec la température. Par contre, la solubilité des gaz (loi de HENRY) est d'autant plus forte que les températures sont moins élevées.

Enfin, la *capacité hygrométrique de l'air* (humidité absolue) varie exponentiellement avec le facteur thermique.

*
* *

Un tel ensemble de lois générales a donc fait pressentir rapidement le rôle essentiel que la température pouvait jouer à la surface du Globe dans la **zonalité** (*) des phénomènes pédogénétiques ⁽¹⁾. Aussi un certain nombre d'auteurs ont-ils essayé d'aborder quantitativement le problème, soit en formulant des indices globaux d'altération, soit en déterminant les valeurs thermiques pouvant servir de limites à l'extension de processus pédologiques bien définis.

— Ainsi E. RAMANN (1911) qui considérait que l'altération chimique des roches était essentiellement une décomposition « hydrolytique » (*), a fortement insisté sur le rôle majeur que joue la température à la surface du Globe par l'intermédiaire du *degré de dissociation de l'eau*. Il a donc mis au point un « Indice de weathering », sans tenir compte du facteur pluviométrique, en multipliant simplement la dissociation relative de l'eau à la température moyenne d'une station donnée par le nombre de jours de l'année où celle-ci est supérieure à 0°C.

Dans le même ordre d'idées, on peut citer encore l'Indice d'altération de D. SZYMKEWICZ (1947) : $T = 2,5^{0/10}$, θ étant la température moyenne annuelle, qui a été utilisé par C. G. STEPHENS (1949) pour déterminer les différentes zones pédologiques de l'Australie.

Mais ce sont là des indices *empiriques* qui permettent naturellement de comparer l'intensité de la décomposition boréale par rapport à la décomposition tropicale mais qui, en valeur absolue, n'ont aucune signification réelle.

— En ce qui concerne les seuils thermiques, on sait par exemple que l'isotherme annuelle de 15°C est considérée comme la limite climatique de la Kaolinisation tropicale [L. D. BAYER et S. D. SCARSETH (1930) pour le Sud des USA — G. J. HOUGH et H. G. BYERS (1937) pour les îles Hawaï]

De même, le seuil de l'Allitisation paraît être situé pour la plupart des auteurs vers 19-20°C (G. AUBERT). Signalons cependant que P. SEGALEN (1957) a

(1) Ainsi D. G. VILENSKY a-t-il distingué dès 1924 des sols « thermogéniques ». Plus récemment, B. GÈZE (1951) a été amené à définir des sols « thermiques » qui s'étendent en zones régulières depuis les pôles jusqu'à l'Équateur conformément à la répartition des températures et à les distinguer des sols « hydriques » qui eux se développent en auréoles autour des régions désertiques.

constaté, dans l'île de Madagascar, des évolutions latéritiques pour des stations où la température moyenne ne dépassait pas 9°C.

Enfin, l'isotherme annuel de 20°C est préconisé généralement comme limite inférieure de la Ferruginisation. Mais A. REIFENBERG (1947), qui a bien étudié le problème, fait remarquer à ce sujet combien la température moyenne utilisée généralement peut être une donnée insuffisante. En effet, pour des pluviométries annuelles de l'ordre de 800 mm et des *moyennes* thermiques identiques (20°C), la Ferruginisation peut se développer par exemple au Transvaal (pluie de saison chaude ; 25 à 30°C) tandis qu'elle est insignifiante dans les régions typiquement méditerranéennes (pluie de saison froide ; 10 à 15°C). C'est là un exemple qui montre combien il peut être difficile de donner des limites thermiques valables à partir de simples considérations d'ordre climatique et géographique.

*
* *

Dans ces conditions, nous avons encore été conduits à aborder le problème en laboratoire à l'aide de la méthode habituelle. Notons cependant que l'étude de l'influence du facteur thermique a déjà été esquissée au cours de plusieurs recherches expérimentales : C. W. CORRENS et W. VON ENGELHARDT (1938), G. KRÜGER (1939) entre 20° et 40°C ; G. W. MOREY et W. T. CHEN (1955) pour des températures supérieures à 100°C. C'est ainsi que les expériences de l'école de CORRENS ont montré en particulier qu'une augmentation de la température accroissait l'extraction globale et modifiait simultanément l'exportation relative des différents éléments en favorisant par exemple l'élimination de la silice par rapport à l'alumine.

Nous disposons donc dans ce cas d'un certain nombre d'éléments ; il convient néanmoins de les préciser dans le cadre particulier de cette étude expérimentale.

A. — CONDITIONS GÉNÉRALES DE L'ESSAI

a) CHOIX DE LA TEMPÉRATURE DE DRAINAGE

Le processus reproduit dans l'expérience fondamentale étant de type nettement ferrallitique, nous avons choisi la température du nouvel essai de telle sorte que nous nous trouvions situés, d'après les données statistiques habituelles, à la *limite* climatique des phénomènes d'Allitisation et de Ferruginisation. C'est donc la valeur constante de 20°C qui a finalement été retenue pour cette expérience (vide supra).

b) MODIFICATION DU DISPOSITIF HABITUEL

Étant donné le choix des nouvelles conditions expérimentales, il n'était pas question naturellement d'utiliser le dispositif Soxhlet habituel et ce, d'autant plus que si, pour ce nouvel essai, nous désirions opérer avant tout à basse température, nous souhaitions en même temps obtenir une intensité de lessivage comparable à celle réalisée dans l'archétype expérimental. Il était donc nécessaire d'abandonner le dispositif antérieur et de concevoir un nouveau type d'appareil comportant un circuit de refroidissement suffisamment long pour que la température de l'eau de

lessivage ne dépasse jamais 20°C. A cet effet, un manchon comparable à celui d'un extracteur Soxhlet a été tout d'abord placé suffisamment loin de la source chaude et disposé latéralement sur le circuit de distillation comme cela est indiqué sur la figure 41. La vapeur qui s'échappe du ballon inférieur, où l'eau initiale est maintenue à l'ébullition, s'élève ainsi le long d'un tube vertical libre avant de déboucher à l'intérieur d'un réfrigérant sphérique où elle se condense. Le refroidissement est alors immédiatement assuré par un deuxième réfrigérant latéral (à boules et à double

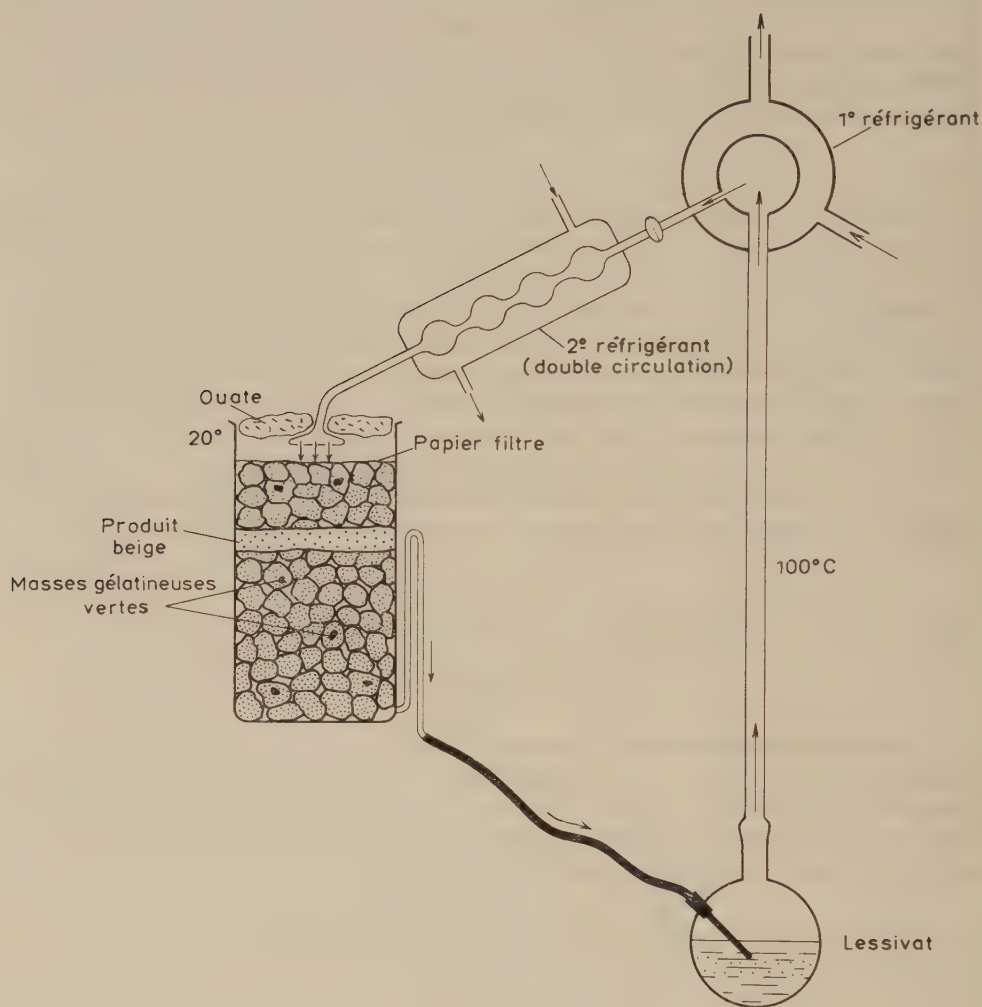


FIG. 41

circulation), au bout duquel l'eau distillée s'écoule sur le matériel rocheux. Dans de telles conditions, et étant donné le choix des cotes de l'appareil d'une part, et les caractéristiques des deux réfrigérants d'autre part, la température finale de l'eau d'altération est bien, comme nous le désirions, de l'ordre de 20°C.

En outre, une bonne répartition des gouttes sur tout le niveau supérieur des fragments de roche est obtenue dans ce dispositif grâce à la présence d'une pomme d'arrosoir à l'extrémité du deuxième réfrigérant et à l'application d'une feuille de papier-filtre qui couvre uniformément la surface externe des fragments. Enfin, le maintien de l'humidité ambiante de l'atmosphère et la protection des roches contre les poussières du laboratoire ont été assurés par un tampon d'ouate qu'on a disposé en anneau autour du tube de condensation. Quant au raccord entre le siphon et le ballon-réservoir, il se fait simplement au moyen d'un tuyau souple en polyvinyle qui se branche sur le récepteur par l'intermédiaire d'un tube de verre à col rodé.

c) CARACTÉRISTIQUES DU CYCLE EXPÉRIMENTAL

Après avoir disposé le Basalte en petits fragments (340 g.) dans un manchon extracteur, l'appareil a été mis en route, comme dans les essais précédents, en ouvrant le circuit de chauffage placé sous le ballon-réservoir.

La température de l'eau de condensation oscille entre 19 et 21°C tout au long de l'essai.

Le drainage quotidien se maintient à une valeur de l'ordre de 5 litres, ce qui correspond à une pluviosité journalière de 2 550 mm et à une intensité horaire de 105 mm.

TABLEAU 101

Données expérimentales			Témoin (T ₂)	Essai à température limitée	Climat équatorial océanique (¹)
Données climatiques	Humidité atmosphérique (mm)		234	17,5	26,5
	Température de l'eau d'altération.....		< 100°C	20°C	27°C
	Pluviosité	Abondance journalière (mm)	2 550	2 550	12,5
		Nombre de jours de pluie...	365	365	240
		Vitesse de drainage (Vd mm/h).....	105	105	8
Données physico- chimiques	Caractéristi- ques des eaux d'altération	Teneur en oxygène (mg/l)	3,80	8,75	9,00
		Teneur en CO ₂ (mg/l) ...	0,12	0,50	0,50

(¹) Jaluit (Iles Marshall).

Quant aux caractéristiques physicochimiques, (tabl. 101), elles ont été déterminées de la même façon que dans les expériences antérieures (Annexe II).

En comparant alors simultanément les données de l'essai thermique avec celles du Témoin (T₂) et celles qui caractérisent les régions équatoriales insulaires (îles Marshall), on est amené à faire deux remarques :

a) Entre le Témoin et l'essai thermique, les seules conditions parfaitement identiques sont les conditions hydrodynamiques. La température d'altération est, par contre, nettement inférieure. De ce fait, non seulement l'humidité du milieu est moins élevée mais encore l'eau d'altération contient beaucoup plus de gaz dissous : *elle est environ trois fois plus oxygénée et cinq fois plus carbonique.*

b) A l'opposé, par rapport au climat équatorial océanique, seules les caractéristiques pluviométriques sont très accentuées. Par contre, les conditions hygrométriques, thermiques et physicochimiques semblent normales ; elles se rapprochent donc de la réalité climatique et sont, même, un peu moins intenses que celles que l'on rencontre dans certaines régions équinoxiales de la surface du Globe.

B. — ÉTUDE DE L'ÉVOLUTION EXPÉRIMENTALE

Après avoir mis l'appareil en circuit, on ne constate au début aucune trace extérieure d'évolution, bien que le pH de l'eau de siphonage (6,5) indique une certaine altération chimique du Basalte. Mais bientôt apparaît à la limite de la zone atmosphérique et juste au-dessous du niveau phréatique (fig. 41), un « produit beige-jaunâtre » constitué par l'assemblage de fines particules terreuses dont l'accumulation augmente peu à peu. Toutefois, celle-ci ne tend pas à devenir très importante car, du fait de la situation du produit dans l'appareil d'une part, et de sa texture élémentaire d'autre part, les particules constitutives ont eu tendance à être progressivement entraînées, lors des siphonages répétés, dans le ballon inférieur où elles se sont déposées en anneau le long de la paroi latérale.

C'est là à peu près tout ce qui a pu être constaté en ce qui concerne l'évolution macroscopique du matériel ; on voit donc que, contrairement à *tous* les essais antérieurs effectués en présence d'eau pure, *il n'y a jamais eu ici la moindre trace de Ferruginisation.* Par contre, au cours des derniers mois de l'expérience, des masses gélatineuses verdâtres, appartenant très probablement au groupe des Cyanophycées, se sont installées çà et là sur les fragments de l'extracteur, aussi bien d'ailleurs dans la zone supérieure que dans la frange capillaire et dans la zone inférieure (fig. 41) ; les algues bleues semblent donc avoir trouvé, à cette température, des conditions adéquates pour leur développement.

D'un autre côté, une élimination chimique certaine des divers éléments a pu être remarquée puisqu'au bout de quelque temps, le liquide du ballon est devenu légèrement opalescent et même franchement alcalin ($\text{pH} = 8,7 - 9,0$). L'essai a été néanmoins poursuivi pendant 11 mois (exactement 325 jours). A ce moment là, en effet, l'exportation des éléments était suffisante pour pouvoir aborder l'étude de la dynamique géochimique de l'évolution. Mais en outre, grâce à la formation régulière des particules beige-jaunâtre dans la zone d'altération et à leur entraînement continu dans le lessivat, une quantité appréciable de produit terreux (280 mg) a été en même temps récupérée au sein du ballon inférieur. Dans ces conditions, l'étude minéralogique des néogénèses *résiduelles* a encore pu être réalisée au cours de cette expérience.

1. Caractéristiques minéralogiques du Reliquat d'altération

L'étude complète de l'altération pédogénétique du Basalte, telle qu'elle a été effectuée lors de l'expérience fondamentale, a été encore impossible à réaliser dans

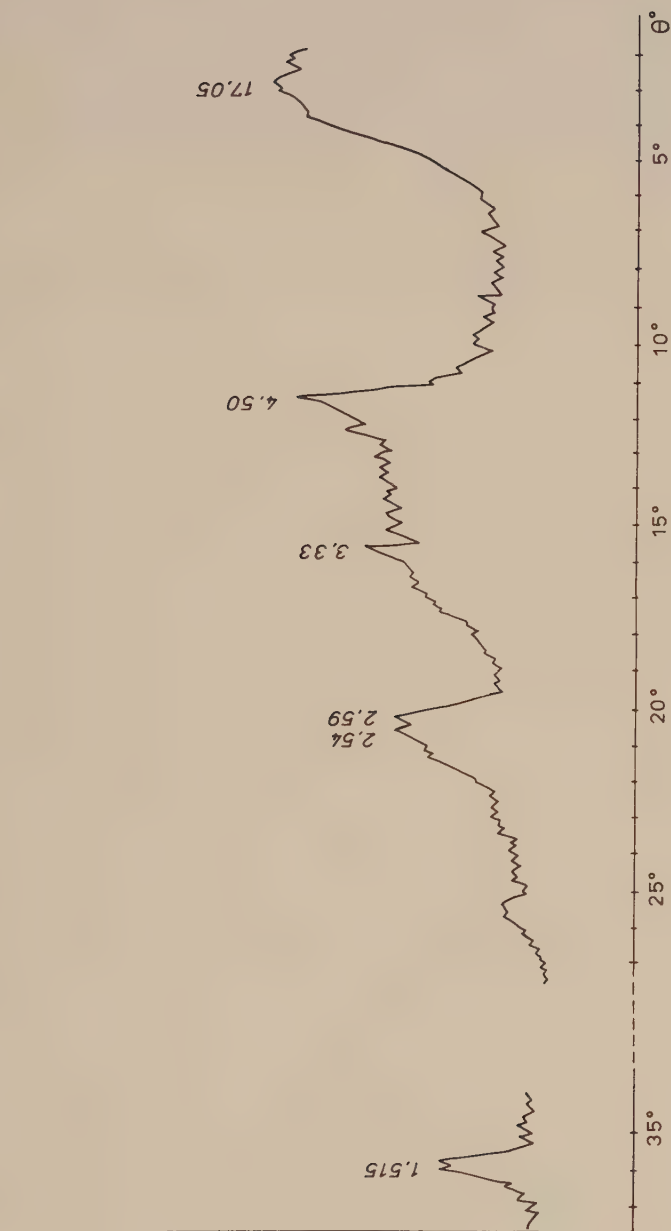


FIG. 42

cet essai, puisqu'au faible diamètre des grains de roche, s'ajoute ici une modification dans l'aspect des fragments « évolués », qui est vraiment imperceptible à l'œil nu. L'examen de la phase résiduelle s'est donc borné à la *seule* détermination de la constitution minéralogique des produits beige-jaunâtre, qui sont régulièrement apparus pendant l'expérience au niveau de la frange capillaire.

On a récupéré tout d'abord la petite quantité de produit terreux, qui lors de l'arrêt, restait encore dans le manchon à la limite de la zone phréatique ; elle a donc



FIG. 43

pu être analysée aux rayons X (après traitement à l'eau oxygénée pour détruire les masses gélatineuses) et comparée ainsi au spectre du produit fin obtenu par malaxage dans l'eau ammoniacale de fragments de Basalte *sain* (méthode indiquée p. 83). On note alors l'apparition d'une raie à 14,3 Å passant à 17,8 Å lors du test au glycérol et tombant à 10,2 Å après chauffage à 400°C. C'est là un comportement qui suggère incontestablement la présence d'une **smectite** (*)

Puis, nous avons obtenu un autre spectre avec le produit beige-jaune récupéré dans le ballon récepteur. L'apparition de bonnes réflexions sur le diagramme X à 17,05 Å (001) — 4,50 Å (02, 11) — 2,57 Å (20, 13) et 1,517 Å (06, 33) évoque l'existence d'une argile bien cristallisée (fig. 42). Comme en outre, le réseau gonfle

avec le glycérol et se ferme à 10 Å après chauffage, on est arrivé à identifier la phyllite comme étant une **smectite trioctaédrique**. Cette détermination est d'ailleurs confirmée par la perte en eau de constitution qui se produit à partir de 600°C sur la courbe de thermogravimétrie (fig. 43).

Les deux échantillons de produit beige semblent donc très similaires par leur constitution minéralogique. Dans ces conditions, si nous sommes à même de déterminer la composition chimique des particules rassemblées dans le récepteur (ce qui est possible étant donné la quantité recueillie — 280 mg), nous aurons en même temps une idée de la composition du *feuillet* de la smectite néoformée au cours de l'évolution résiduelle.

Nous avons donc effectué tout d'abord une courbe thermogravimétrique du produit récupéré sur les parois latérales du ballon (fig. 43), puis nous avons déterminé la composition chimique du résidu déshydraté (tabl. 102).

TABLEAU 102

Éléments	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Total
Produit beige	74,6	6,4	0,8	7,5	5,5	3,0	0,9	1,3	100,0

La thermobalance met en évidence des *gels amorphes* par la déshydratation progressive qui se produit entre 200 et 600°C. Mais il y a en outre, une perte de poids de 2,0 p. 100 au dessus de 600°C qui correspond à la déshydroxylation de la phyllite. Celle-ci représente donc, pour une smectite *trioctaédrique* c'est à dire *ferromagnésienne*, 42 p. 100 environ du produit global.

Si on dispose alors tous les ions Fe^{II}, Fe^{III} et Mg dans le feuillet octaédrique d'une Stévensite théorique de type Si₄O₁₀M_{2,7}^{II}(OH)₂CF_{0,6} par exemple, on arrive à un total phylliteux de 40, 8 p. 100 en déshydraté, ce qui donne 42,8 p. 100 en produit hydroxylé. Ce dernier résultat, qui correspond ainsi à celui déduit à partir des méthodes thermiques, peut donc finalement être considéré comme très acceptable.

Dans ces conditions, on a été amené, de la même façon que pour les études antérieures (cf. p. 109), à placer tout l'aluminium sous forme tétraédrique et à l'intégrer avec le silicium restant et les cations basiques dans une carcasse amorphe de type feldspathique. Les résultats structuraux définitifs, obtenus grâce à l'utilisation de cette méthode, ont été ainsi consignés dans le tableau 103.

TABLEAU 103

Constituants	(%)	Composition
Fraction amorphe	59,2	[Si _{3,45} Al _{0,55}] O ₈ Ca _{0,31} Na _{0,12} K _{0,12}
Stevensite	40,8	Si ₄ O ₁₁ [Fe _{0,1} ^{III} Fe _{1,1} ^{II} Mg _{1,5}] Ca _{0,25}

En conclusion, la décomposition du Basalte au cours de l'essai à température limitée ne se traduit pas par l'individualisation du fer sous forme d'oxydes ou d'hydroxydes comme nous l'avions constaté expérimentalement jusqu'alors. Au contraire, le fer extrait sous ses deux états : ferreux ou ferrique pendant l'altération, semble avoir été immédiatement intégré, en même temps d'ailleurs que du magnésium, sous forme d'un silicate phylliteux de type smectite.

L'évolution à la température ambiante conduit ainsi à la genèse de minéraux argileux de type 2/1 ⁽¹⁾ au niveau maximum de la nappe phréatique. Mais ces silicates néoformés ne se maintiennent pas très longtemps *in situ* par suite de l'intense drai-

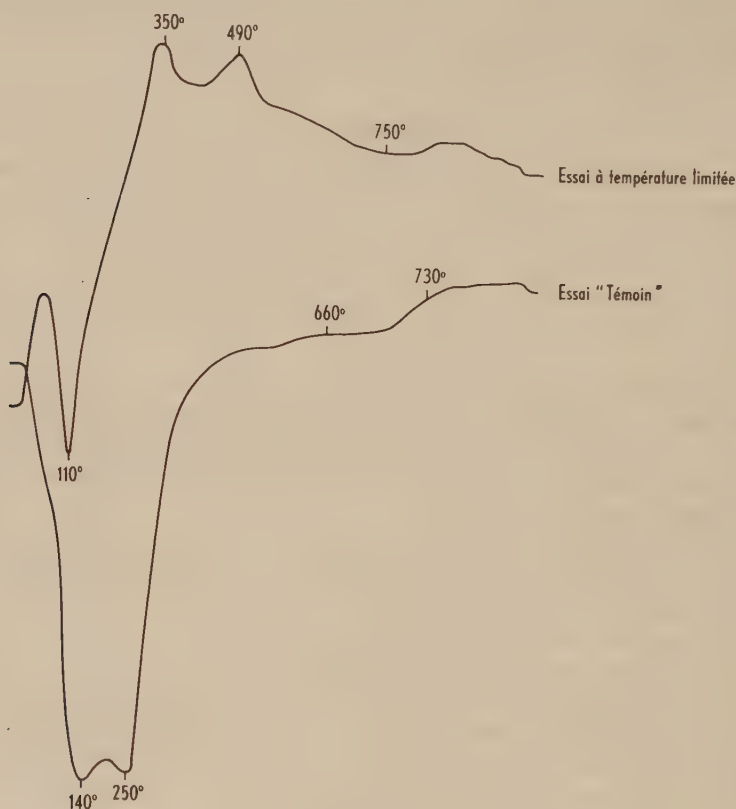


FIG. 44

nage expérimental et ont tendance ainsi à être entraînés *mécaniquement* vers le bas au moment des siphonages. On a donc affaire là à un comportement qui évoque le « LESSIVAGE pédologique » (*), c'est-à-dire l'entraînement des argiles vers la profondeur tel qu'on le remarque si typiquement à la surface du Globe, au cours de l'évolution des sols *perméables* dans les stations à drainage abondant.

(1) Désigné encore par le sigle Te/Oc/Te.

2. Caractéristiques géochimiques du Lessivat d'altération

La suspension du ballon d'accumulation est constituée, là encore, par l'assemblage d'un grand nombre de particules colloïdales à aspect globulaire (microscopie électronique). En outre, la courbe de déshydratation du produit sec présente l'allure générale qui caractérisait déjà les suspensions antérieures (cf. fig. 40 : courbe 3). Par contre, la courbe d'analyse thermique différentielle se distingue nettement de celle du Témoin (fig. 44) et fait apparaître ainsi deux crochets exothermiques inconnus vers 350 et 490°C. C'est là un fait qui laisse déjà pressentir une composition chimique assez différente de celle des « gels aluminosilicatés » constituant les suspensions des autres essais à l'eau pure ; ceci a d'ailleurs été confirmé par l'analyse chimique directe du lessivat global (tabl. 104 et 105).

TABLEAU 104

Essais	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Total
Témoin (T ₂)	57,7	23,2	—	1,0	2,2	10,3	5,6	100,0
Essai à température limitée	69,0	3,0	0,5	1,5	3,7	14,5	7,8	100,0

TABLEAU 105

Composition du litre de lessivage (γ/litre)	N°	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Total
Témoin (T ₂)	I	1 614	650	—	28	62	289	157	2 800
Essai à température limitée ...	III	414	18	3	9	22	88	47	600
$Q = \frac{(I)}{(III)}$	—	4	36	—	3	2,8	3,3	3,3	4,7

De l'examen de ces deux tableaux, il ressort tout d'abord que globalement la quantité d'éléments exportés au cours des 1 635 litres de l'expérience représente 3 390 mg, ce qui correspond à une intensité de l'élimination de 0,6 mg/l, soit 4,7 fois moins que dans le cas du Témoin (T₂) et même 3,2 fois moins que dans l'essai précédent (température plus élevée mais drainage limité).

Il semble donc à première vue qu'une température élevée constitue un des facteurs essentiels (encore plus que le lessivage) de l'intensification générale des phénomènes de décomposition.

Si l'on étudie ensuite le comportement dynamique des principaux éléments, on est alors amené à faire les remarques suivantes :

a) le fer extrait est, pour une grande part, intégré *in situ* dans une carcasse phylliteuse ; toutefois, il subit en même temps une très légère élimination. Peut être celle-ci est-elle accidentelle par suite de l'action biochimique des algues. Quoiqu'il en soit, pour la première fois dans un essai à l'eau pure, le fer s'est montré moins parfaitement statique.

b) La silice et les cations basiques ont été régulièrement exportés, 4 et 3 fois moins cependant que dans le Témoin à plus haute température.

c) L'aluminium, enfin, a été affecté par un très faible déplacement, respectivement 36 et 10 fois moins que dans le Témoin (T_2) et dans l'essai à drainage limité, où pourtant il s'était partiellement accumulé au sein des Reliquats sous forme de Gibbsite. Ici, l'alumine ne s'était pas encore individualisée *in situ* lors de l'arrêt définitif, bien qu'au cours de la décomposition, elle ait subi un lessivage quasi-négligeable.

On constate en définitive, que l'abaissement de la température d'altération provoque un certain nombre de modifications, plus ou moins importantes d'ailleurs, dans l'évolution expérimentale du Basalte. Il convient donc maintenant de les examiner systématiquement.

C. — CONSÉQUENCES PÉDOGÉNÉTIQUES

1. Le facteur thermique et l'Allitisation

— Sur le plan strictement minéralogique, le processus expérimental qui résulte de l'essai à température limitée, semble avoir été notablement modifié. En effet, il n'y a pas eu individualisation d'hydrates ferriques, ni apparition d'hydroxydes d'aluminium cristallisés alors qu'on a constaté la formation de smectite trioctaédrique au niveau maximum de la nappe phréatique expérimentale. La décomposition du Basalte ne paraît donc pas avoir été poussée jusqu'au stade Hydroxyde (Ferrallite) comme dans les essais antérieurs, mais s'être arrêtée au stade Phyllite 2/1.

— Du point de vue géochimique maintenant, les modifications du processus semblent beaucoup moins évidentes. Certes le fer et surtout l'aluminium ont subi une élimination quasi-négligeable ; mais c'est là un comportement qui peut être aussi valable dans le cas d'une altération à tendance argileuse (siallitique) que pour une

TABLEAU 106

Paramètres géochimiques	Basalte initial	Lessivat du Témoin (T_2)	Lessivat de l'essai à température limitée
$L = \text{SiO}_2/\text{Bases} \dots\dots\dots$	1,55	3,30	2,80
$K_i = \text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3 \dots\dots\dots$	6,4	4,2	39,0

évolution de nature allitique. Par contre, en ce qui concerne la *dynamique géochimique de la silice et des cations basiques*, on constate que le paramètre $L = \frac{\text{SiO}_2}{\text{Bases}}$ est

de 2,8 (tabl. 106). Il est donc inférieur à la valeur obtenue dans l'archétype expérimental (3,3), ce qui est normal puisqu'une partie de la silice extraite n'a pas été entraînée et a servi à constituer *in situ* le réseau de la Stévensite ; mais, il est encore nettement *supérieur* à la valeur de R (1,55) qui a été considérée antérieurement comme le minimum théorique de l'Allitisation (cf. I^{re} Partie, p. 119).

Il semble donc, bien que l'individualisation des minéraux caractéristiques de la Latérisation (hydroxydes d'aluminium) n'ait pas été constatée au cours de l'expérience, que nous nous trouvions encore à l'intérieur du domaine « géochimique » qui correspond à une évolution franchement ferrallitique. Dans cette hypothèse, les smectites engendrées au niveau de la nappe phréatique ne pourraient être que *transitoires* et représenteraient ainsi un stade *intermédiaire* dans l'évolution ferrallitique.

* * *

Or, c'est là une conception qui paraît valable ; en effet, si on calcule théoriquement la composition **ultérieure** du Reliquat expérimental d'altération grâce au taux d'élimination **actuel** de la silice, de l'aluminium et du fer (tabl. 105), on constate effectivement qu'à un moment donné, toute la silice initiale devra être exportée du milieu pédogénétique, alors qu'il restera encore la *quasi-totalité* de l'alumine (85 p. 100) et du fer (97 p. 100) ; (tabl. 107).

TABLEAU 107

Éléments	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	États
Composition du Basalte initial (%)	43,55	11,95	15,0	Roche de départ
Taux d'élimination (γ/litre)	414	18	3	—
Composition du Reliquat (%) après désilicification totale	0	10,05	14,6	Ferrallite

Ceci semble donc vouloir signifier que :

1) Géochimiquement, le processus engendré correspond bien au type latéritique, puisqu'au bout d'un certain temps le Reliquat ne contiendra plus que de l'alumine et du fer, à l'exclusion de la silice.

2) Minéralogiquement, les phyllites 2/1 sont, en toute probabilité, transitoires, étant donné que la silice du milieu, quel que soit son état, doit finalement être éliminée *en totalité* de la zone pédogénétique.

*
* *

D'un autre côté, l'existence d'un niveau argileux constitué de saponites dans les profils *latéritiques* est un fait qui a été mis en évidence depuis quelque temps à la surface du Globe. Il a été ainsi reconnu sur Dolérite en Guyane, sur Gabbro au Brésil et à Madagascar [S. CAILLÈRE et *al.* (1957) — P. BIROT et *al.* (1959) — S. HÉ-
NIN (*communication personnelle*)] et enfin sur Dunite en Guinée [M. BONIFAS (1959)]. Mais il est présent aussi dans les écorces d'altération *ancienne*, étudiées en U. R. S. S. par I. I. GINZBURG [*communication personnelle* (1961)], soit sur Basalte (A. P. NIKI-
TINA), soit sur Serpentinite (I. A. ROUKAVISHNIKOVA).

Pour ces profils, le niveau argileux se trouve toujours développé en dessous de l'horizon supérieur ferrallitique et au contact *même* de la roche en voie d'altération ; il est donc situé dans la zone d'hydrolyse des minéraux primaires, là où l'exportation semble localement ralentie.

*
* *

Ainsi, il est aujourd'hui établi que l'évolution **ferrallitique** tropicale peut, dans « certaines » conditions, passer par un **stade intermédiaire** caractérisé par la *néoformation de smectites 2/1*. [stade de jeunesse — R. MAIGNIEN (1961)]. La question qui se pose alors est de savoir, quelles sont les conditions générales qui, pour une *même* roche basique, président à une altération latéritique, soit de type DIRECT, soit de type INDIRECT.

Si nous comparons les résultats de l'évolution du Basalte dans l'archétype expérimental et dans l'essai à faible drainage (Ferrallitisation directe) avec ceux obtenus au cours de l'expérience à température limitée (existence d'un stade « transitoire » phylliteux), on constate (tabl. 99, p. 200 et 105 p. 211) que la différence essentielle réside dans la nette disproportion qui existe entre les intensités respectives de l'élimination : l'exportation de la silice et des cations, qui commande finalement la nature du processus engendré, se produit bien dans les trois cas, suivant un rapport *grosso modo* similaire mais elle se fait, en valeur absolue, de 3 à 4 fois moins vite au cours de l'essai à basse température. Dans ces conditions, la silice et le magnésium en particulier, étant moins rapidement entraînés, tendent alors à constituer *in situ*, c'est-à-dire dans un milieu *fortement basique* par suite de la présence du calcium et des alcalins (eux aussi moins éliminés), un silicate phylliteux de type 2/1 gonflant.

Il semble donc bien que, dans cette expérience, ce soit l'**intensité réelle de l'exportation de la silice et des cations basiques** (et non plus la proportion relative de ces divers éléments au sein des eaux de lessivage) qui intervienne dans le déroulement de l'évolution ferrallitique ; celle-ci en effet peut induire directement le processus final dans le cas d'une extraction très intense (archétype par exemple), alors qu'elle semble y conduire indirectement, c'est à dire par l'intermédiaire d'une phase phylliteuse à trois couches, dans le cas d'une élimination beaucoup plus faible (expérience à température limitée.)

2. Le facteur thermique et la Ferruginisation

L'absence totale de Ferruginisation a été aussi une des caractéristiques essentielles de cet essai effectué à la température de 20°C, caractéristique d'autant plus intéressante que théoriquement l'oxydation du fer est toujours possible à l'air, le potentiel du système redox : $4\text{H}^+ + \text{O}_2 + 4e \rightleftharpoons 2\text{H}_2\text{O}$ étant supérieur, dans tous les cas, à celui du système :



Mais cette oxydation qui exige effectivement la présence d'une certaine quantité d'eau, est nettement favorisée par une élévation de la température ⁽¹⁾. On sait par exemple que la vitesse de formation de la rouille en solution saline (3 p. 100 NaCl) augmente d'environ 5 p. 100 *par degré entre 20 et 60°C* [W. PALMAER (1939)] et qu'elle est *maxima* vers 70°C [J. GUTH (1940) — A. HACHE (1959)]. Quant à l'influence de la teneur en oxygène dissous dans l'eau, elle est d'autant plus faible que la température est plus élevée.

Le facteur température paraît donc jouer un rôle prépondérant dans les phénomènes de Ferruginisation. Ainsi, au cours de l'essai à 20°C, c'est-à-dire dans des conditions quasi-naturelles, malgré une humidité convenable (20 mm) et une teneur en oxygène trois fois plus élevée que dans l'archétype expérimental, l'individualisation des hydrates ferriques ne s'est pas produite.

Or nous avons vu que l'isotherme annuelle de 20°C était considérée d'après les diverses études statistiques effectuées à la surface du Globe comme la limite inférieure de la Ferruginisation (cf. p. 203). A-t-il donc réellement une signification pédogénétique ?

a) Nous avons été amenés en premier lieu, à rechercher pour la seule zone tropicale (caractérisée par une pluviométrie régulière et abondante et un régime thermique *uniforme*), les différentes régions du Globe où la température constante ne dépasse effectivement pas 20°C. Or, celles-ci sont très difficiles à trouver étant donné que, dans le domaine intertropical, la température moyenne est en pratique *toujours supérieure à 22°C et souvent même à 25°C*. Ce n'est que dans les régions *d'altitude* qu'on peut découvrir des stations climatiques présentant cette particularité : citons ainsi l'exemple d'Entebbe (Ouganda) sur l'Équateur à 1 200 m. d'altitude, où la pluviométrie annuelle est de 1 480 mm et la température uniforme de l'ordre de 20°C [Ch. P. PÉGUY (1961)] ; mais, dans de tels cas, on se trouve alors en présence de sols **bruns tropicaux** ou même **bruns latéritiques** ⁽²⁾.

b) En outre, dans les régions tropicales, à la différence des zones tempérées, le substratum emmagasine de très grandes quantités de chaleur, de telle sorte que la température du sol est généralement *supérieure* à celle de l'air, le plus souvent de 3 à 4°C. [J. ARCHAMBAULT (1960)]. Il n'est donc pas rare de voir en profondeur des

⁽¹⁾ Ainsi, dans les régions polaires, où l'humidité de l'air est pratiquement nulle par suite des grands froids, l'oxydation du fer ne se produit pas. C'est pourquoi P. E. VICTOR a adopté l'acier pour la construction de la base permanente française en Terre-Adélie (Antarctique).

⁽²⁾ Cas de Madagascar, zone montagneuse où la température moyenne se situe entre 16 et 22°C [P. SEGALEN (1957)].

températures moyennes oscillant entre 25 et 35°C [R. MAIGNIEN (1958)]. Or, ce sont ces températures, et non les températures atmosphériques, qui interviennent directement au cours des phénomènes pédogénétiques tropicaux.

Ceci étant posé, si l'on compare alors les conditions thermiques de l'essai à 20°C à celles qui caractérisent les climats tropicaux, soit de type normal, soit de type mon-

TABLEAU 108

Caractéristiques		Essai à température limitée	Climat tropical d'altitude (Entebbe)	Climat tropical normal	Archetype expérimental
Tempé- ra- tures	Air	20°C	20°C	25°C	70°C
	Eau	20°C	(pas de donnée particulière)	30°C	
Conséquences pédologiques		Aucune individualisation des hydrates de fer	Sols <i>bruns</i> (tropicaux ou latéritiques)	Sols <i>rouges</i> (ferrugineux tropicaux ou latéritiques)	Individualisation massive des hydrates ferriques (Ferruginisation)

tagneux (tabl. 108), on constate que la température *réelle* de 20°C (eaux d'altération) ne semble pas avoir de signification particulière quant à l'individualisation des hydrates ferriques. *Le processus de Ferruginisation généralisée ne pourrait de ce fait débiter dans le milieu naturel que pour des températures actives supérieures à 20°C.*

CONCLUSIONS

Pour des conditions hydrodynamiques intenses et en présence de températures supérieures à 20°C, l'abaissement de la température semble maintenir la tendance générale du processus engendré (ALLITISATION) ; elle entraîne néanmoins une diminution *très sensible* de l'intensité de l'élimination, ce qui a pour conséquence de faire apparaître une phase phylliteuse (Smectite), probablement « transitoire », au cours de la décomposition.

A l'opposé, la température modifie le comportement du fer qui, à 20°C, ne s'individualise pas sous forme d'hydrates ferriques au sein du Reliquat d'altération ; elle apparaît donc nettement *comme le facteur limitant de la Ferruginisation tropicale.*

Il résulte finalement de cette étude, qu'au cours des phénomènes pédogénétiques, la température intervient beaucoup plus directement dans la Ferruginisation des roches que dans leur évolution allitique. C'est ce qui permet de comprendre que si, à la surface du Globe, on rencontre les « sols ferrugineux tropicaux » (Ferruginisation simple sans Allitisation) dans les régions tropicales *sèches*, on ne trouve par contre les « sols bruns latéritiques » que dans les zones tropicales plus *fraîches* que là où dominent habituellement les phénomènes de Ferrallitisation.

III^e PARTIE

BILAN GÉNÉRAL DE L'ÉTUDE EXPÉRIMENTALE

« A mesure que l'on approfondit davantage ce qui se passe dans l'écorce du globe, on voit s'agrandir le cercle de décompositions et de recombinaisons qui forment en quelque sorte l'activité et comme la vie de la matière inorganique. Les composés en apparence les plus fixes subissent cette loi comme les autres et il est intéressant de connaître les divers procédés qui déterminent ces transformations. »

A. DAUBRÉE

Études synthétiques de Géologie expérimentale, 1879.

CHAPITRE VIII

SYNTHÈSE DES DONNÉES EXPÉRIMENTALES SUR LES PHÉNOMÈNES D'ALTÉRATION

Les différentes expériences envisagées au cours des chapitres précédents, ont été réalisées en présence de conditions assez variées du point de vue physicochimique, hydrodynamique, thermique et pétrographique. A ce sujet, le tableau récapitulatif 109 permet d'embrasser rapidement l'ensemble des modalités de l'étude expérimentale.

TABLEAU 109

Conditions hydrodynamiques	Drainage vertical librement assuré								
	Drainage très intense							Drainage moins intense	
Conditions thermiques	Température élevée (70°C)							Faible température (20°C)	Température élevée (70°C)
Conditions physicochimiques (pH) Agents d'altération	Eau acétique (2,5)	Eau sulfhydrique (4,5)	Eau carbonique (4,0)		Eau pure (6,0)				
Conditions pétrographiques Nature de la roche	Basalte	Granite	Basalte	Granite	Basalte	Volvic	Granite	Basalte	Basalte

Il s'agit maintenant de faire une sorte de bilan général des phénomènes d'altération à partir des divers résultats obtenus en laboratoire.

Ce bilan sera effectué essentiellement à deux niveaux :

— d'abord à un niveau *géochimique* par l'étude du comportement général des principaux éléments (SiO_2 — Al_2O_3 — Fe_2O_3 — MgO) au cours de l'expérimenta-

tion ; on essayera ainsi de mettre en évidence l'influence de chacun des facteurs envisagés sur la dynamique des éléments fondamentaux ;

— en deuxième lieu, à un niveau *minéralogique* par l'examen comparé des conditions expérimentales qui ont réellement présidé à l'apparition de chaque type néogénétique.

Ce sont ces deux groupes de données qui pourront alors servir de base pour tenter une synthèse pédogénétique.

TABLEAU IIO

		Essais	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Total	SiO ₂ Al ₂ O ₃	SiO ₂ Bases
Composition du litre de lessivage (γ/litre)	Basalte	Témoin (T ₂)	1 614	650	—	28	62	289	157	2 800	4,2	3,30
		Essai carbonique	1 878	75	204	249	390	123	81	3 000	42,5	1,95
		Essai acétique	39 820	18 710	5 750	8 930	6 920	5 170	2 180	87 500	2,1	1,45
		Essai à drainage limité	1 300	175	—	36,5	35,5	222	131	1 900	12,6	3,30
		Essai à température limitée	414	18	3	9	22	88	47	600	39,0	2,80
	Granite	Essai carbonique	804	69	105	22	120	46	35	1 200	19,5	3,50
		Essai sulfhydrique	748	31	76	39	157	68	31	1 150	41,0	2,40

TABLEAU III

Essais			SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Total
Composition Centésimale (%)	Basilte	Témoin (T ₂)	57,7	23,2	—	1,0	2,2	10,3	5,6	100
		Essai carbonique	62,6	2,5	6,8	8,3	13,0	4,1	2,7	100
		Essai acétique	45,5	21,4	6,8	10,0	7,9	5,9	2,5	100
		Essai à drainage limité	68,4	9,4	—	1,9	1,9	11,7	6,9	100
		Essai à température limitée	69,0	3,0	0,5	1,5	3,7	14,5	7,8	100
	Granite	Essai carbonique	66,5	5,8	9,1	1,8	10,0	3,9	2,9	100
		Essai sulfhydrique	65,0	2,7	6,6	3,4	13,7	5,9	2,7	100

I. — COMPORTEMENT DYNAMIQUE DES PRINCIPAUX ÉLÉMENTS

A. SILICE

Un bref regard sur les tableaux récapitulatifs rassemblés en vue de la synthèse générale (tabl. IIO et IIII) montre qu'au cours de l'altération expérimentale, la silice a **dans tous les cas** été **fortement éliminée des roches originelles**. Cet élément a donc eu du point de vue qualitatif, un comportement dynamique qui est du *même* type, quel que soit le mode d'altération envisagé. Ce fait rapproche ainsi SiO_2 des cations basiques (Mg, Ca, Na, K), alors qu'il l'oppose profondément, du moins dans le cas le plus général, aux éléments habituels des sesquioxides (Al—Fe).

Mais, en même temps, on peut constater que la quantité réelle de silice exportée varie *sensiblement* suivant les conditions expérimentales ; or c'est là un point fondamental pour la caractérisation générale des processus d'altération géochimique. Il convient donc d'examiner plus particulièrement cet aspect du problème et de préciser le comportement de SiO_2 en fonction des divers paramètres qui sont susceptibles de jouer un rôle au cours des phénomènes de la décomposition superficielle.

1. Influence du pH

On a longtemps admis en Géochimie, comme le rappelait récemment G. MILLOT (1959 — 1960 — 1961), que la silice était pratiquement insoluble en milieu acide, alors

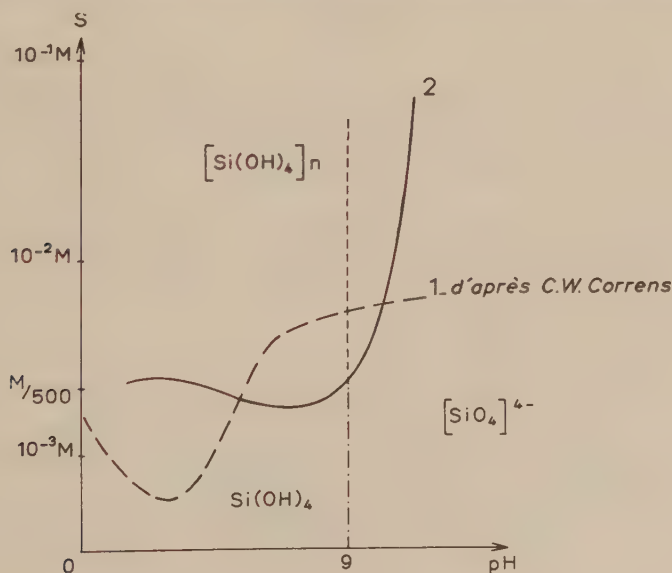


FIG. 45

que sa solubilité augmentait nettement au-dessus de $\text{pH} = 4,0$ pour devenir même très grande en milieu fortement alcalin (fig. 45 : courbe 1).

En réalité, le problème ne semble pas se présenter de cette façon. Les travaux récents [G. B. ALEXANDER *et al.* (1954) ; K. B. KRAUSKOPF (1959) ; G. OKAMOTO *et al.* (1957) ; B. SIFFERT (1962)] effectués à partir de gels amorphes ont montré en effet que :

a) en dessous de $\text{pH} = 9$, la silice dissoute se trouve sous la forme de groupement *monomoléculaire* $\text{Si}[\text{OH}]_4$ alors qu'au-dessus de $\text{pH} = 9$, elle existe à l'état plus ou moins dissocié.

b) La silice dissoute pour des pH plus bas que 9, reste à l'état monomère tant que la concentration en SiO_2 est inférieure à une valeur assez bien définie [120 — 140 mg/l]. Inversement, au-dessus de cette valeur, les molécules élémentaires se polymérisent et constituent des gels colloïdaux :



Or les résultats analytiques relatifs à ce problème montrent que l'équilibre de polymérisation-dépolymérisation se produit pour une teneur en SiO_2 à *peu près constante en fonction du pH*, dès que ce dernier devient inférieur à 9 (fig. 45 : courbe 2).

On peut alors déduire de ces remarques, *qu'en dessous de pH = 9*, la silice *dissoute* n'est pas influencée par la concentration en ions $[\text{H}^+]$ du milieu, donc que son comportement doit être qualitativement le même, quelle que soit la valeur du pH . Mais ces études, par contre, ne donnent aucun renseignement sur la quantité *absolue* de SiO_2 réellement libérée lors de la mise en solution d'un échantillon siliceux et sur les valeurs de solubilisation caractérisant chacun des pH d'extraction. C'est là pourtant le problème essentiel si l'on veut comprendre l'influence jouée par les conditions physicochimiques dans l'altération générale des roches silicatées.

* * *

Les données relatives aux différentes teneurs en silice dissoute à partir d'un Basalte et exportée en solution vraie au cours des essais en présence d'eau pure ($\text{pH} = 6,0$), d'eau carbonique ($\text{pH} = 4,0$) et d'eau acétique ($\text{pH} = 2,5$) ont été rapportées dans le tableau 112.

En valeur *absolue*, on constate ainsi que la quantité de silice chimiquement éliminée est d'autant plus importante que les solutions d'altération sont plus *acides* : si elle est représentée par 1,0 à $\text{pH} = 6$, elle passe en effet à 1,2 en présence de CO_2 et à 25 en présence d'eau acétique.

L'augmentation de la dissolution de SiO_2 en milieu acide semble donc considérable. Les travaux effectués au laboratoire de I. N. GINZBURG par E. C. KABANOVA (1960) confirment d'ailleurs ce résultat général ; en effet, pour des essais effectués à 50°C , la dissolution de la silice par l'eau a été, pour le Quartz, 1,5 fois plus importante en présence de CO_2 qu'en atmosphère inerte.

Dans ces conditions, les résultats expérimentaux sont donc diamétralement opposés aux données classiques énoncées dans le postulat traditionnel de la Géochimie exogène.

Mais on sait aujourd'hui que ce n'est pas la quantité totale d'un élément subissant un certain lessivage qui constitue en Pédologie le fait essentiel. Ce qui est fondamental avant tout, c'est la proportion de cet élément dans les eaux de drainage *par rapport aux autres cations* exportés. Et à ce sujet, les comparaisons entre les divers

essais de cette étude s'avèrent assez caractéristiques. On constate en effet que si la silice a été considérablement lessivée à $\text{pH} = 2,5$, elle a été cependant relativement *moins* exportée par rapport à l'aluminium que dans les essais à l'eau pure et surtout que dans les expériences « carboniques » (tabl. 112). De même, par rapport aux cations basiques, SiO_2 a été relativement moins éliminé à $\text{pH} = 4$ (0,6) et à $\text{pH} = 2,5$ (0,4) qu'en présence d'eau pure (tabl. 112). De ce fait, la proportion de silice lessivée ne représente globalement que 45,5 p. 100 dans le lessivat « acétique », alors qu'elle est de 57,7 p. 100 dans le lessivat « Témoin » et de 62,6 p. 100 en présence de CO_2 ⁽¹⁾.

Ainsi, en valeur relative, on trouve un résultat général absolument *inverse* de celui énoncé dans les lignes précédentes à partir des quantités « absolues ». L'exportation de la silice par rapport aux autres éléments (R_2O_3 —Bases) est donc finalement bien moins importante lorsque l'altération est provoquée par des eaux nettement acides.

TABLEAU 112

Basalte — Granulométrie fine

Paramètres		Eau acétique ($\text{pH} = 2,5$)	Eau carbonique ($\text{pH} = 4,0$)	Eau pure ($\text{pH} = 6,0$)
SiO_2 (γ/litre de lessivage)	Valeurs absolues	39 820	1 878	1 614
	Coefficients de comparaison	24,5	1,2	1,0
SiO_2 (%) dans le lessivat global)	Valeurs réelles	45,5	62,6	57,7
$K_i = \frac{\text{SiO}_2}{\text{Al}_2\text{O}_3}$	Valeurs brutes	2,1	42,5	4,2
	Coefficients de comparaison	0,5	10,0	1,0
$L = \frac{\text{SiO}_2}{\text{Bases}}$	Valeurs brutes	1,45	1,95	3,30
	Coefficients de comparaison	0,4	0,6	1,0

2. Influence du drainage (Tableau 113)

Pour une température élevée, l'extraction de la silice en valeur *absolue* est assez peu influencée par le drainage. En effet, lorsque le lessivage a été diminué de 12,5, la quantité de SiO_2 éliminée est passée seulement de 1,0 à 0,8.

Il en a été de même si on la rapporte aux cations basiques exportés.

Par contre, pour une élimination d'alumine *identique*, la silice est en valeur relative 3 fois moins lessivée en présence d'un drainage intense. Aussi, la proportion

(1) Résultat global légèrement faussé par l'importante exportation d'aluminium qui a caractérisé l'expérience à l'eau pure.

de SiO_2 dans les eaux d'altération a-t-elle globalement augmentée de 57,7 p. 100 à 69,0 p. 100 lorsque l'intensité du drainage a été abaissée de 12,5 fois.

En définitive, on constate qu'un lessivage considérable, s'il correspond bien à une certaine extraction de la silice, peut néanmoins s'accompagner d'une réduction de son élimination par rapport aux autres éléments et en particulier *par rapport à l'aluminium*.

TABLEAU 113

Basalte — Granulométrie fine — Essais à l'eau pure				
Paramètres		Témoin (T_2)	Essai à drainage limité	Essai à faible température
SiO_2 (γ/litre de lessivage)	Valeurs absolues	1 614	1 300	414
	Coefficients de comparaison	1,0	0,8	0,25
SiO_2 (% du lessivat global)	Valeurs réelles	57,7	69,0	68,0
$K_i = \frac{\text{SiO}_2}{\text{Al}_2\text{O}_3}$	Valeurs brutes	4,2	12,6	39,0
	Coefficients de comparaison	1,0	3,0	9,3
$L = \frac{\text{SiO}_2}{\text{Bases}}$	Valeurs brutes	3,3	3,3	2,8
	Coefficients de comparaison	1,0	1,0	0,85

3. Influence de la température (Tableau 113)

L'augmentation en valeur absolue de l'extraction de la silice avec la température paraît être, comme celle d'ailleurs de tous les cations, une conséquence de la loi de VAN'T HOFF-ARRHENIUS. L'étude expérimentale permet de confirmer ce point, puisque le passage de la température de 20 à 70°C a multiplié par 4 l'élimination de la silice. Elle est, en même temps, en parfait accord quantitatif avec les essais similaires de E. C. KABANOVA (1960) qui a trouvé que la solubilité de la silice était multipliée par 1,5 pour le Quartz et 4 pour l'Opale entre 25 et 50°C.

Mais, là encore, cet accroissement de l'exportation de SiO_2 avec la température, n'a pas l'influence attendue sur la composition ionique des eaux de lessivage. En effet, bien que l'élimination relative par rapport aux bases reste inchangée, on constate que pour une quantité identique d'alumine évacuée, le taux de SiO_2 entraîné a été multiplié par 9,3, lorsque la température est passée de 70 à 20°C, *ce qui est considé-*

table. Aussi, la proportion de silice au sein du lessivat s'est-elle élevée dans ces conditions de 57,7 p. 100 à 68, 0 p. 100.

On remarque donc finalement que si l'augmentation de la température favorise nettement l'exportation totale de SiO_2 , elle ne le fait pas au détriment des autres éléments et en particulier de l'aluminium dont l'entraînement s'est accru dans le même temps d'une manière encore plus accentuée.

4. Influence des Roches-mères

Les expériences à l'eau pure et à l'eau carbonique effectuées dans des conditions identiques sur Granite et sur Basalte montrent tout d'abord que l'extraction de la silice dans les deux types d'essais a été, en valeur absolue, au moins deux fois plus importante à partir de la roche basaltique (tabl. II4). On remarque en outre, lorsqu'on rapporte l'exportation quantitative au contenu initial de chacune des roches en SiO_2 , que c'est la roche la plus siliceuse (Granite) qui, pour le même temps d'altération, a toujours été la moins appauvrie en silice. Enfin, on constate en ce qui concerne l'élimination de SiO_2 par rapport à celle des bases (paramètre N) que la silice a été, en valeur relative, d'autant plus exportée que la roche originelle contient plus de cations basiques. Ainsi, dans les conditions des études expérimentales, l'exportation de SiO_2 est d'autant plus aisée que la roche est moins riche en silice, c'est-à-dire plus basique.

TABLEAU II4

Essais	Eau pure Granulométrie grossière		Eau carbonique Granulométrie fine	
Types de Roche	Granite	Basalte	Granite	Basalte
Teneur de la Roche en silice (%)	67,70	45,50	67,70	45,50
SiO_2 exporté (en γ /litre de lessivage) ...	766	1 622	804	1 878
SiO_2 lessivé en % du contenu initial ...	2,0	6,0	2,4	12,0
Teneur de la Roche en bases (%)	11,4	24,0	11,4	24,0
$R = \frac{\text{SiO}_2}{\text{Bases}}$ (Roche initiale)	3,5	1,5	3,5	1,5
$L = \frac{\text{SiO}_2}{\text{Bases}}$ (Lessivat)	5,4	3,5	3,5	1,9
$N = \frac{L}{R}$	1,5	2,3	1,0	1,3

Mais la comparaison entre les deux types d'essais (eau pure - eau carbonique) permet en outre d'envisager un des aspects de l'interaction roche-agent d'altération. On a reporté à cet effet sur un graphique, les valeurs obtenues dans les deux cas pour

l'extraction de la silice rapportée à la teneur initiale caractérisant chacune des roches-mères (fig. 46).

L'examen du diagramme précise les deux remarques précédentes : tout d'abord, pour chacun des deux traitements, l'exportation de SiO_2 s'élève lorsque la teneur initiale de la roche en silice diminue. Mais, en outre, l'accroissement de l'élimination

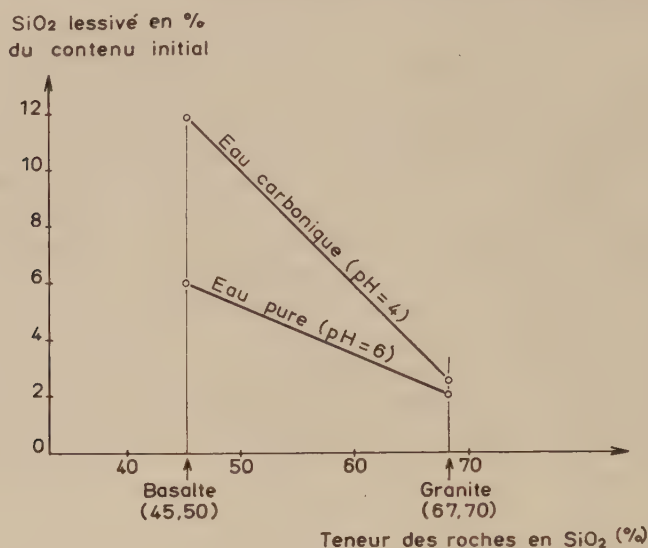


FIG. 46

en SiO_2 obtenu en présence de gaz carbonique *par rapport à l'essai à l'eau pure*, est beaucoup plus important dans le cas du Basalte qu'avec le Granite.

Il en résulte que :

a) Si le pH des eaux d'altération devient plus acide, l'extraction de la silice augmente en valeur absolue dans tous les cas, c'est-à-dire **quelque soit le matériel pétrographique originel**.

b) L'accroissement de l'élimination enregistré est d'autant plus prononcé que la roche expérimentée est **moins** riche en silice.

Ceci revient donc à dire que *si la désilicification des roches basiques (Basalte) est favorisée en milieu neutre par rapport à celle de roches plus siliceuses (Granite), elle est encore beaucoup plus favorisée en conditions acides*. C'est là un élément extrêmement important pour comprendre le rôle du caractère pétrographique de la roche-mère dans le développement général des phénomènes d'altération et en particulier dans la genèse du processus de Podzolisation (vide infra).

Conclusions

— En valeur absolue, le lessivage de la silice a été favorisé légèrement par une augmentation du drainage, sensiblement par l'élévation de la température et très nettement par la diminution du pH des solutions d'altération. En outre, il a été d'autant plus intense que la roche utilisée était moins riche en SiO_2 .

— Par contre, *en valeur relative*, on peut dire que dans l'ensemble, la silice a été d'autant moins éliminée que son exportation quantitative était plus favorisée ; c'est donc dans l'essai acétique que l'entraînement de SiO_2 a été relativement le plus faible (tabl. II5).

TABLEAU II5

Paramètres		Essai à l'eau acétique	Essai-témoin à l'eau pure	Essai à drainage limité	Essai à faible température
Quantité de SiO_2 exportée (en γ /litre de lessivage)	Valeurs absolues	39 820	1 614	1 300	414
	Coefficients de comparaison	96	3,9	3,1	1
SiO_2 (% du lessivat global)		45,5	57,7	69,0	68,0

On est ainsi amené à conclure de cette rapide vue d'ensemble que, si la silice est **toujours** éliminée au cours de la décomposition chimique des roches, son exportation est toutefois plus ou moins intense, suivant les conditions d'altération, par rapport aux *autres* cations. Le problème revient donc à examiner maintenant le comportement des divers éléments et en particulier celui de l'aluminium qui est, après le silicium, le cation le plus important de la lithosphère.

B. — ALUMINIUM

Si l'examen des tableaux récapitulatifs (tabl. II0 et III, p. 220) fait apparaître un « certain » lessivage de l'aluminium au cours de l'altération expérimentale, il montre toutefois que l'intensité de ce lessivage peut varier considérablement d'un essai à l'autre. On constate ainsi que l'extraction est très importante dans certaines conditions, en particulier en présence d'acide acétique, alors qu'elle est inexistante dans d'autres cas (eau carbonique — eau sulfhydrique) où l'aluminium a été maintenu dans sa presque totalité, au sein des Reliquats de la décomposition, sous forme d'hydroxydes cristallisés. Le comportement de cet élément est donc essentiellement *variable* suivant les conditions de l'altération.

C'est pourquoi, une mise au point générale effectuée à partir de l'ensemble des données qui résultent de l'étude expérimentale, semble indispensable si l'on veut caractériser géochimiquement les divers phénomènes pédogénétiques.

1. Influence des conditions physicochimiques et rôle des agents d'altération

L'étude de la précipitation et de la redissolution de l'alumine en fonction du pH a fait l'objet de si nombreux travaux en chimie analytique que la courbe de solu-

bilité apparente est aujourd'hui bien connue (fig. 47) [G. CHARLOT (1957)]. On sait ainsi que le cation Al^{3+} ne peut exister, pour une concentration molaire de 10^{-2} M, qu'en dessous de $pH = 4$, pH auquel il commence à précipiter sous forme d'hydroxyde $Al(OH)_3$. Au-dessus de $pH = 11,9$, le précipité commence à se redissoudre

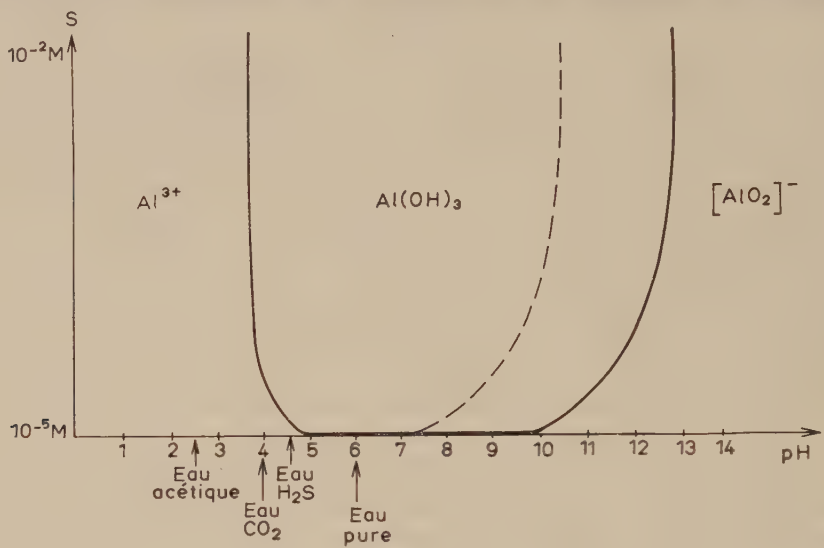


FIG. 47

et l'aluminium repasse en solution sous forme d'ion aluminate $[AlO_2]^-$. Pour les plus faibles concentrations, de l'ordre de 10^{-5} M qui nous intéressent ici (1 mg/l Al_2O_3), le domaine d'insolubilisation de l'alumine est un peu plus restreint et ne débute qu'à $pH = 5,1$.

TABEAU II6

Roche mère		Basalte			Granite	
Agents d'altération (pH)		Acide acétique (pH = 2,5)	CO ₂ (pH = 4,0)	Eau pure (pH = 6,0)	CO ₂ (pH = 4,0)	H ₂ S (pH = 4,5)
Al_2O_3 (γ/litre de lessivage)	Valeurs absolues	18 170	75	650	69	31
	Coefficients de comparaison	28	0,1	1	2,2	1
$K_f = \frac{SiO_2}{Al_2O_3}$	Valeurs brutes	2,1	42,5	4,2	19,5	41,0
	Quantité moléculaire d' Al_2O_3 pour 1 de SiO_2	2	0,1	1	2	1

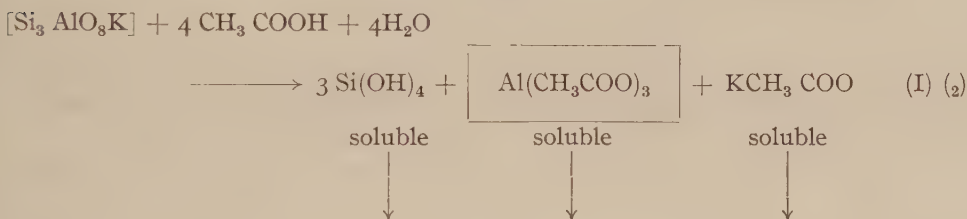
Ainsi, théoriquement, l'aluminium n'existe en solution que pour des pH acides ou basiques prononcés. C'est pourquoi, nous avons été amenés à étudier l'altération des

roches, soit en milieu *très acide* [Acide acétique — pH = 2,5], soit en milieu *peu acide* [Acides carbonique et sulfhydrique — pH = 4,0-4,5], soit enfin en milieu *neutre* [Eau pure — pH = 6,0].

Les résultats généraux rassemblés dans le tableau 116 montrent tout d'abord qu'en *valeur absolue* et *par rapport à l'eau pure* (1,0), l'aluminium a été nettement moins exporté dans les essais « carbonique » (0,1) et « sulfhydrique », mais qu'il a été encore beaucoup plus éliminé en présence d'acide acétique (28). On retrouve d'ailleurs cette tendance en *valeur relative* puisque, pour une quantité moléculaire identique de silice évacuée, l'alumine a été par exemple 20 fois plus exportée en présence d'eau acétique que par l'intermédiaire de l'eau carbonique.

*
* * *

— En premier lieu, le comportement de l'aluminium **en conditions acétiques** semble tout à fait normal. En effet, à pH = 2,5, Al^{3+} est situé à l'intérieur de son domaine de solubilité et est, de ce fait, aisément extrait des roches ; lors de l'attaque, il se constitue ainsi des sels acétiques d'aluminium qui, solubles, sont entraînés **en totalité** par les eaux de drainage. L'altération d'un aluminosilicate primaire, tel que l'ORTHOSE par exemple, peut alors être représentée de la façon suivante ⁽¹⁾ :



— **En présence d'acide carbonique ou d'acide sulfhydrique**, le comportement de l'aluminium reste encore très simple mais le mécanisme de la décomposition devient plus complexe. En effet, à ces pH d'altération (4,0-4,5), l'évacuation de l'aluminium libéré pourrait encore théoriquement s'effectuer. Mais l'extraction simultanée des autres cations tels que K, Na, Ca suffit, comme on l'a vu, à augmenter le pH des eaux d'altération et à modifier complètement les conditions du milieu vis-à-vis de l'aluminium. Les sels éventuellement engendrés sont alors hydrolysés avec *précipitation immédiate d'hydroxyde* insoluble au sein du milieu d'extraction.

La décomposition de l'orthose sous l'action d'un lessivage carbonique peut donc s'écrire :

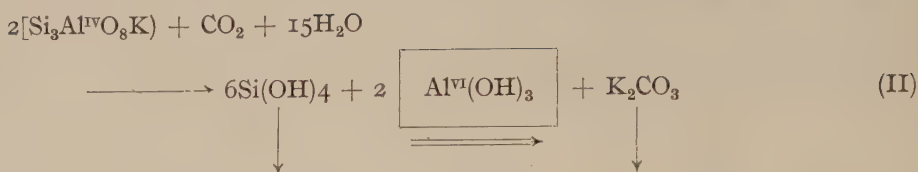


(1) Il ne convient pas d'attacher à ces réactions une importance exagérée ; elles ne constituent en effet qu'un moyen *commode* pour représenter le mécanisme de la décomposition chimique.

(2) Signes admis dans ce travail :

· ↓ Élimination avec les eaux de drainage.
· → Précipitation et maintien sur place.

ce qui donne au total :



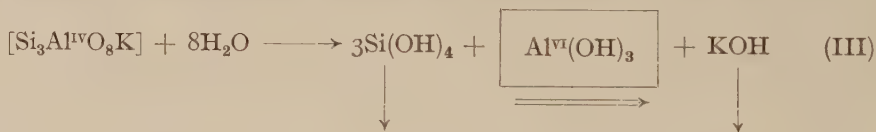
Ainsi, en milieu « acide », c'est-à-dire à pH inférieur ou égal à 4, le comportement de l'aluminium a été foncièrement différent suivant que l'altération était provoquée par de l'eau acétique ou par des eaux carboniques et sulfhydriques, ce qui tend à montrer que le mode de décomposition peut être dynamiquement *opposé* alors que le pH et toutes les autres conditions sont similaires.

Pour comprendre convenablement les phénomènes, il est alors nécessaire de faire intervenir la *force* de l'acide envisagé par rapport au caractère acido-basique du cation considéré. Pour Al par exemple, le tableau des pK établi d'après les données de G. CHARLOT (1957), montre que l'acidité acétique est la seule ici à être plus forte que l'acidité de l'ion Al^{3+} . Il n'y a donc que l'eau acétique qui, dans nos essais, pouvait provoquer le déplacement de tout l'aluminium présent dans la fraction décomposée de la roche.

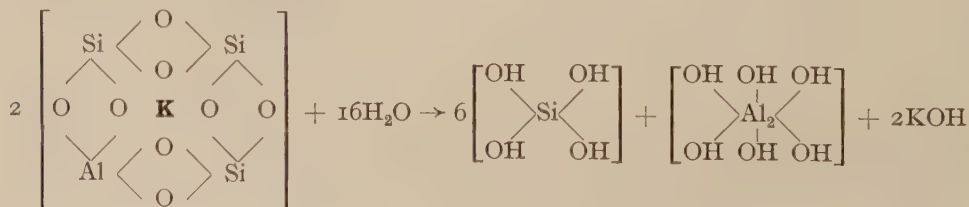
TABLEAU II7

Nature de l'acide	Acide acétique $\text{CH}_3\text{-COOH}$	Ion Al^{3+}	Acide carbonique CO_2H_2	Acide sulfhydrique H_2S
pK ₁	4,8	4,9	6,4	7,0

— Enfin, **en présence d'eau pure** (pH = 6,0), le comportement de l'aluminium devient assez surprenant et semble même échapper aux lois classiques de la chimie analytique. On devrait en effet obtenir, (puisque à ce pH nous nous trouvons à l'*intérieur* du domaine d'insolubilité de l'alumine), une décomposition globale de la forme :



ou en formule développée :



avec accumulation totale de l'aluminium ; Cette relation (III) montre en outre que le maintien théorique de l'ion Al^{3+} *in situ* avec formation d'hydroxyde nécessite la libération de l'aluminium tétraédrique du réseau et sa transformation totale et immédiate en aluminium octaédrique.

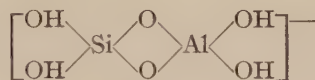
En réalité, nous avons constaté que dans les conditions hydrolytiques :

1) une certaine quantité d'Al était *lessivée* en même temps que la silice et étroitement « associée » à cette dernière ; l'étude des gels constituant les lessivats de concentration nous l'a d'ailleurs montré assez nettement (cf. p. 108).

2) une partie de l'aluminium ainsi transporté pouvait *se déposer* en certains points du dispositif expérimental (zone phréatique) et même cristalliser sous forme de Gibbsite, c'est à dire de minéraux où Al est hexacoordonné (cf. p. 66 et p. 77).

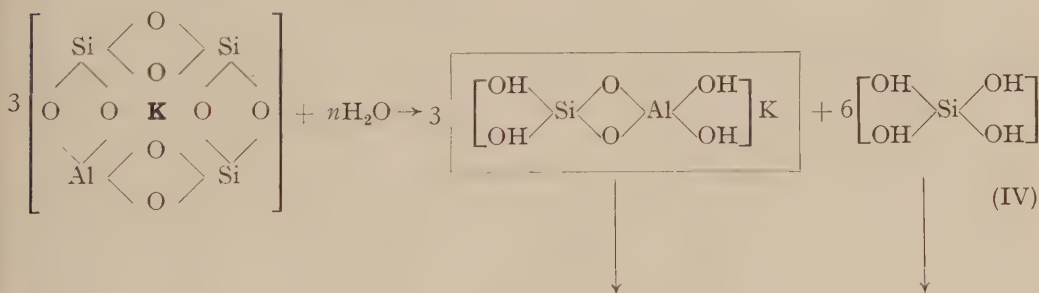
Dans ces conditions, on a été conduit à expliquer un tel comportement à l'aide du schéma suivant :

α) Au cours de la décomposition chimique, une partie de l'aluminium tétraédrique ou « pseudosilicique » est extraite, *comme la silice et en même temps qu'elle*, par dislocation incomplète de certains anneaux feldspathiques. On aurait ainsi libération d'ions complexes, du type :



par exemple, qui seraient solubles ou pseudosolubles de la même façon que l'est la silice pure $Si [OH]_4$ pour des conditions analogues (vide supra, p. 221).

Dans cette hypothèse, la décomposition se présenterait alors *pour un certain nombre d'anneaux* comme il est indiqué ci-après [réaction (IV)].

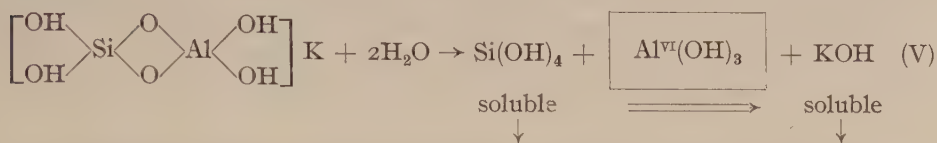


β) Mais, ces ions complexes aluminosiliciques ont à *se mettre à leur tour en équilibre* avec le milieu d'extraction. L'expérience montre par exemple qu'ils semblent relativement stables en milieu très dilué, alors qu'ils tendent à se disloquer lentement, lorsque la concentration augmente, et à libérer ainsi de l'aluminium octaédrique : on a vu en effet, que pour les essais réalisés à partir du Basalte et de Volvic, la cristallisation de la Gibbsite se faisait exclusivement dans le manchon, c'est-à-dire là où *s'accumulent* momentanément les solutions provenant de l'altération atmosphérique. Par contre, elle n'a pas été obtenue dans l'essai sur Granite de la *même* expérience où les quantités extraites sont beaucoup plus faibles et où, de ce fait, la concentration des éléments au sein du manchon est nettement inférieure (cf. p. 88 et 94).

TABLEAU II 8

Zones expérimentales	Réactions de décomposition et de précipitation	Hydroxydes d'aluminium (néogénèse)
Zone d'infiltration pédologique	Zone d'altération atmosphérique $B \left[\text{Si Al}^{\text{IV}} \text{O}_2 (\text{OH})_4 \right] \text{K} + 2 B [\text{Si} (\text{OH})_4] \xrightarrow{(B)} n [\text{Si}_3 \text{AlO}_8 \text{K}] \xrightarrow{(A)} 6 A [\text{Si} (\text{OH})_4] + A \text{KOH} + A \text{Al}^{\text{VI}} \text{OOH} \rightleftharpoons$	A. BOEHMITE
	Zone phréatique $(B - x) \left[\text{Si Al}^{\text{IV}} \text{O}_2 (\text{OH})_4 \right] \text{K} + x [\text{Si} (\text{OH})_4] + x \text{KOH} + x \text{Al}^{\text{VI}} (\text{OH})_3 \rightleftharpoons$	x. GIBBSITE
	Siphon $[B - (x + y)] \left[\text{Si Al}^{\text{IV}} \text{O}_2 (\text{OH})_4 \right] \text{K} + y [\text{Si} (\text{OH})_4] + y \text{KOH} + y \text{Al}^{\text{VI}} (\text{OH})_3 \rightleftharpoons$	y. GIBBSITE
Lessivat global (composition)	$B - (x + y) \left[\text{Si Al}^{\text{IV}} \text{O}_2 (\text{OH})_4 \right] \text{K} + (6A + 2B + x + y) + (A + x + y) \left[\text{Si} (\text{OH})_4 \right] \left[\text{KOH} \right]$	—

Ainsi, dans certaines conditions, les ions aluminosiliciques semblent pouvoir **se disloquer** avec libération *réelle* d'alumine libre [réaction (V)].



En définitive, d'après le schéma précédent, la décomposition « hydrolytique » de l'orthose dans les conditions expérimentales se serait déroulée ainsi qu'il est indiqué dans le tableau 118.

Il reste maintenant à examiner les rôles que l'intensité du drainage et la température d'altération peuvent jouer effectivement sur ce mode de dissociation hydrolytique.

2. Influence du drainage et de la température sur la décomposition hydrolytique

— Lorsque le drainage total est devenu 12,5 fois moins intense tout en restant encore abondant (supérieur à 400 cm³ jour), on constate une nette diminution de l'exportation de l'aluminium en valeur absolue (élimination 4 fois moins importante environ) et aussi relativement à la silice (évacuation 3 fois plus faible) (tabl. 119).

TABLEAU 119

Basalte — Granulométrie fine — Essai à l'eau pure				
Paramètres		Témoin (T ₂)	Essai à drainage limité	Essai à faible température
Al ₂ O ₃ (γ/litre de lessivage)	Valeurs absolues	650	175	18
	Coefficients de comparaison	1	0,37	0,035
Ki = $\frac{\text{SiO}_2}{\text{Al}_2\text{O}_3}$	Valeurs brutes	4,2	12,6	39,0
	Quantité moléculaire d'Al ₂ O ₃ pour 1 de SiO ₂	1	0,3	0,1

Ainsi, lors de la décomposition en présence d'eau pure, l'aluminium semble, pour un temps d'altération bien défini, d'autant moins éliminé que le drainage (vitesse de circulation) est plus faible. C'est là un résultat qui s'accorde avec l'hypothèse de la dissociation hydrolytique ; car si la décomposition est du même type et le rythme de l'extraction sensiblement identique (cf. p. 200), *l'entraînement par l'eau* est par contre beaucoup moins rapide et la durée de contact dans la zone phréatique bien plus longue. Aussi, la destruction des ions complexes aluminosiliciques engendrés

au cours de la décomposition aurait-elle dans ces conditions le temps de se réaliser *plus complètement* que dans l'archétype expérimental, ce qui devrait entraîner une précipitation relativement plus abondante d'hydroxyde $\text{Al}(\text{OH})_3$ dans le manchon. Or c'est effectivement ce que nous avons constaté au laboratoire (cf. p. 197) ; l'apparition de la Gibbsite dans l'essai à drainage limité s'est même produite au bout d'un temps sensiblement plus court que celui enregistré lors de l'expérience fondamentale.

— Lorsque pour un drainage total similaire, on diminue maintenant la température de l'essai de 70 à 20°C, on peut noter que l'élimination de l'aluminium devient encore moins intense, aussi bien en valeur absolue (exportation 30 fois plus faible) que par rapport à la silice (évacuation relative 10 fois moins importante) (tabl. 119). Mais à la fin de l'essai, il n'y avait pas encore eu pourtant accumulation d'alumine au sein du Reliquat ou même formation de phyllosilicates alumineux, alors qu'une saponite magnésienne s'est parfaitement édifiée dans ces conditions.

On peut alors penser qu'à la température de 20°C, la décomposition des roches a été si faible que les aluminosilicates primaires se sont *très peu* disloqués pour libérer en particulier des ions complexes aluminosiliciques. Mais comme, en même temps, l'entraînement hydrique est resté aussi intense que celui réalisé dans l'expérience fondamentale, la concentration du manchon en aluminium « mobilisé » n'a jamais pu s'élever bien haut. Conformément au schéma précédent, il n'y aurait donc pu y avoir dans ce cas formation d'hydroxyde gibbsitique au sein de la zone phréatique ; c'est d'ailleurs ce qui est confirmé par l'expérience.

TABLEAU 120

Conditions thermo-hydriques	Température élevée		Faible température
	Drainage peu abondant	Drainage très abondant	
Types d'essais	Essai à drainage limité	Essai « Témoin » (T_2)	Essai à faible température
Extraction	intense $\longrightarrow \text{Al}^{\text{VI}}$	intense $\longrightarrow \text{Al}^{\text{VI}}$	faible
	↓ Beaucoup d'ions $[\text{SiAlO}_2(\text{OH})_4]\text{K}$	↓ Beaucoup d'ions $[\text{SiAlO}_2(\text{OH})_4]\text{K}$	↓ peu d'ions $[\text{SiAlO}_2(\text{OH})_4]\text{K}$
Évacuation par entraînement hydrique	lente : concentration en ions complexes <i>relativement élevée</i> (dislocation)	plus rapide : concentration en ions complexes <i>plus faible</i> (dislocation moyenne)	rapide : concentration en ions complexes <i>très faible</i> (dislocation inexistante)
Résultante	peu d'Al éliminé par lessivage $\longrightarrow$ majeure partie d'Al accumulée $\text{Al}(\text{OH})_3$	élimination plus importante d'Al $\longrightarrow$ Moins d'Al accumulé $\text{Al}(\text{OH})_3$	<i>tout</i> Al extrait est éliminé

On constate ainsi qu'à basse température et en présence d'un drainage *très* abondant, le petit nombre d'ions complexes engendrés lors de la décomposition hydrolytique n'a pas le temps de se disloquer avant l'évacuation *définitive* par siphonage, de telle sorte que tout l'aluminium libéré peut être entraîné rapidement et complètement au cours d'un lessivage continu.

*
* *

En définitive cette expérience montre que les valeurs prises **simultanément** par l'intensité de la **libération** des éléments d'une part (décomposition *sensu stricto*) et par la vitesse de leur **évacuation** d'autre part, paraissent jouer un rôle essentiel au cours des phénomènes d'altération. Le tableau 120 qui schématise les diverses éventualités dynamiques obtenues au laboratoire pendant l'altération « hydrolytique », montre ainsi qu'un équilibre bien défini entre les deux courants semble nécessaire à la transformation cristallochimique de l'aluminium IV en aluminium VI et, par là même, au maintien sur place de l'alumine libérée.

Conclusions

L'extraction de l'aluminium d'une carcasse feldspathique constitue un des problèmes essentiels de la décomposition chimique des roches.

a) Nous avons vu qu'en présence d'eau pure, cette extraction résultait d'une véritable dissociation cristallochimique de la charpente tétraédrique avec libération d'ions simples $[Al^{VI}(OH)_n]$ pour une part et d'ions complexes du type $[SiAlO_2(OH)_4]K$ pour une autre part. Cette extraction hydrolytique semble indépendante de la vitesse de drainage, alors qu'elle est nettement favorisée par une augmentation de la température.

b) D'un autre côté, nous avons pu constater que l'extraction de l'aluminium était facilitée par la présence d'agents tels que l'acide acétique, l'acide carbonique ou l'acide sulfhydrique, et même qu'elle était d'autant plus prononcée que les réactifs utilisés ont une affinité chimique pour l'ion Al^{3+} plus grande que n'en a la silice en solution (tabl. 121) ; l'aluminium peut donc être capté aisément par les anions *acides* à l'intérieur même des carcasses silicatées.

TABLEAU 121

Réactifs	Acide acétique CH_3COOH	Acide carbonique CO_2H_2	Acide sulfhydrique H_2S	Silice $Si(OH)_4$
pK_1	4,8	6,4	7,0	10,0

*
* *

Quant au *comportement* de l'aluminium extrait, il est plus ou moins net suivant les conditions de l'altération :

a) Il est simple en présence d'acide acétique, puisqu'on se trouve à un pH où Al

existe à l'état d'ion simple (fig. 47). Il y a donc LESSIVAGE INTÉGRAL lors de la percolation (tabl. 122).

b) Il est simple encore en présence des acides carboniques et sulfhydriques. Les composés d'extraction étant immédiatement hydrolysés, l'aluminium libéré est alors précipité sous forme d'hydroxyde dans la zone même de l'altération [réaction (II) p. 230]. La décomposition pédologique se traduit donc par une ACCUMULATION TOTALE de l'aluminium (tabl. 122).

TABLEAU 122

Température	Température élevée (70° C)				Température (20° C)
Drainage	Drainage très intense			Drainage moins intense	Drainage très intense
Agents d'altération (pH)	Eau acétique (2,5)	Eau carbonique (4,0)	Eau sulfhydrique (2,5)	Eau pure (6,0)	
Intensité de l'extraction de l'aluminium	Très importante	Importante	Importante	Assez importante	Faible
Accumulation de l'Aluminium libéré	—	Accumulation totale		Accumulation partielle	—
Évacuation de l'Aluminium libéré	Lessivage total	—	—	Lessivage partiel	Lessivage total
Tendance pédologique	Tendance podzolizante	Tendance allitique			—

c) Mais en présence d'eau pure, le problème devient plus délicat car la dislocation des ions complexes solubles $[\text{SiAl O}_2(\text{OH})_4]\text{K}$ dépend de la concentration des solutions d'altération, qui est elle-même en relation directe avec la **vitesse de drainage** (tabl. 120).

— Lorsque le lessivage est très intense, la concentration des eaux n'est pas suffisamment élevée pour que le complexe se dissocie. Il y a donc une possibilité pour l'aluminium d'être éliminé.

— Par contre, si le drainage est plus lent, la concentration s'élève assez rapidement ; la dislocation peut alors se produire dans le manchon avec formation d'hydroxyde insoluble. La majeure partie de l'aluminium s'accumule, dans ce cas, au sein des horizons d'altération.

Ainsi le comportement de l'aluminium en présence d'eau pure résulte d'un **équilibre dynamique** qui s'établit dans le milieu d'altération entre la *vitesse de l'extraction* pour laquelle la **température** joue un grand rôle et la *vitesse de l'entraînement hydrique* qui, pour une grande part, dépend du **drainage**. Les facteurs « climatiques » semblent donc intervenir très directement dans l'évolution de cet élément au cours des phénomènes de décomposition.

C. — ÉLÉMENTS FERROMAGNÉSIENS

C I. — DYNAMIQUE DU FER.

Au cours de l'étude expérimentale, le fer a eu, comme le montre l'examen des tableaux synthétiques IIO et III, un comportement très variable suivant les conditions de l'altération. Nous avons vu en effet que, dans certains cas, cet élément s'accumulait *intégralement* au sein du Reliquat de la décomposition avec individualisation d'hydrates ferriques alors que dans d'autres essais, il subissait un lessivage notable et faisait alors partie de la phase migratrice de la pédogenèse.

Il convient d'établir maintenant un bilan général en fonction des diverses conditions expérimentales.

1. Influence des conditions physicochimiques — Rôle du pH et du potentiel d'oxydo-réduction

Le fer a une activité chimique qui lui est bien particulière, puisqu'il peut se trouver sous deux états de valence : la valence 2 qui le rapproche du magnésium et la valence 3 qui rappelle l'aluminium. C'est ainsi que le fer ferreux existe, pour une concentration de l'ordre de 10^{-2} M, à l'état de cation Fe^{2+} jusqu'à $\text{pH} = 7,7$, pH à partir duquel apparaît l'hydroxyde $\text{Fe}(\text{OH})_2$ (fig. 48 — G. CHARLOT (1957)). Par contre le domaine de solubilisation du fer ferrique en fonction de l'acidité du milieu est plus restreint, puisque $\text{Fe}(\text{OH})_3$ précipite pour la même concentration dès que le pH atteint la valeur de 2,2.

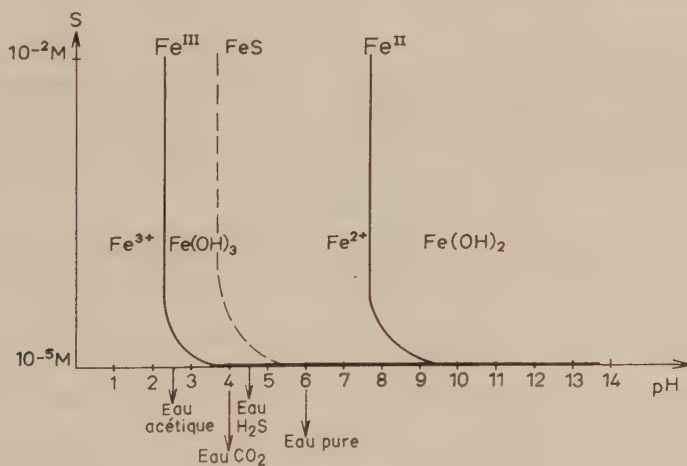


FIG. 48

Dans ces conditions, à $\text{pH} = 4$ par exemple, tout le fer ferreux se trouve à l'état de cation, alors que Fe^{III} ne demeure en solution, comme le montre la figure 49 [S. HÉNIN (1956)], que si sa concentration exprimée en Fe_2O_3 est inférieure à 16 g/l . A un autre pH , 6 par exemple, les proportions sont encore modifiées : Fe^{II} n'existe à l'état ionique que si la concentration est plus faible que 10^{-3} M , tandis que le fer ferrique est quasiment insoluble (millième de g de Fe_2O_3 en solution).

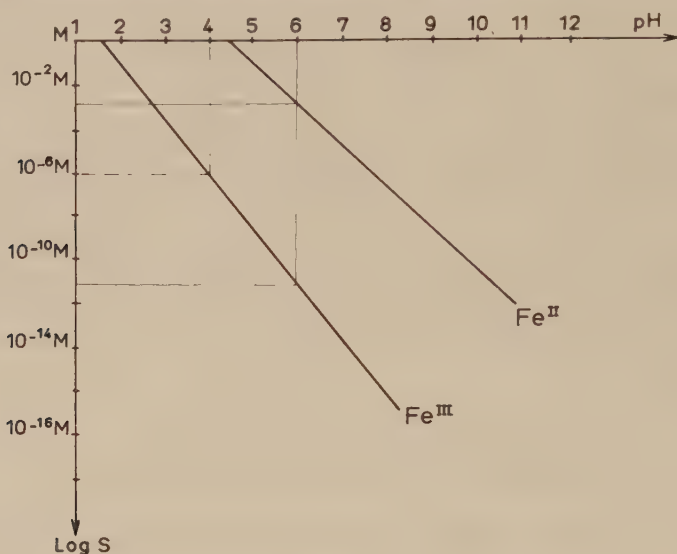
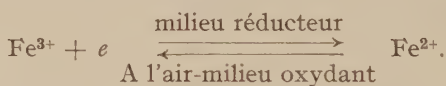


Fig. 49

La solubilité du fer dépend donc nettement de son état électronique Fe^{2+} ou Fe^{3+} ; or celui-ci est fonction de la nature oxydante ou réductrice du milieu, puisqu'il existe une relation d'équilibre entre les deux formes :



A titre d'exemple, le tableau 123 extrait de C. W. CORRENS (1952) montre que, pour un pH identique (6,0), la concentration des ions Fe^{2+} en g/litre varie de 1 à 30 millions lorsqu'on passe d'une solution saturée en oxygène à une solution réductrice.

TABLEAU 123

Proportion d'Oxygène dans le milieu	100 %	10 %	1 %	0,1 %	10^{-28}
Concentration (g/litre) en Fe^{II} ($\text{pH} = 6,0$)	10^{-8}	$1,5 \cdot 10^{-8}$	$2,5 \cdot 10^{-8}$	$4 \cdot 10^{-8}$	$3 \cdot 10^{-1}$
Coefficients de comparaison	1	1,5	2,5	4,0	$30 \cdot 10^6$

De ce fait, si l'on veut préciser convenablement le comportement dynamique du fer dans les processus géochimiques, il est indispensable de tenir compte à la fois du pH et du potentiel redox du milieu. Les essais réalisés au laboratoire constituent de ce point de vue un ensemble expérimental dont les caractéristiques sont très variées :

- altération de type acide (eau acétique — pH = 2,5) en milieu aérobie.
- altération de type moins acide en milieu *inerte* (eau carbonique — pH = 4,0) ou *réducteur* (eau sulfhydrique — pH = 4,5).
- enfin, altération de type neutre en milieu aérobie (eau pure — pH = 6,0).

* * *

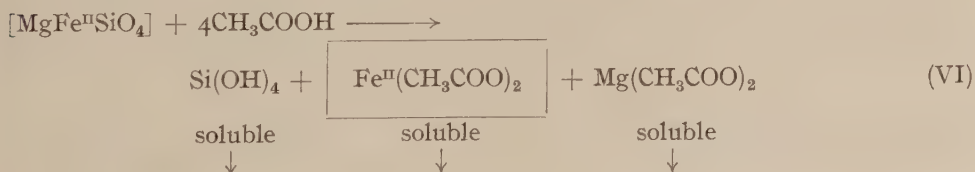
De l'ensemble des résultats reproduits dans le tableau 124, on constate qu'en valeur *absolue*, le fer n'a subi aucun lessivage en milieu neutre oxydant. Par contre, il a été notablement éliminé en présence d'acides faibles, soit en atmosphère inerte, soit en atmosphère réductrice. Enfin, il a été considérablement déplacé à pH = 2,5 (3 fois plus que dans les deux essais précédents), alors qu'on se trouve pourtant en présence d'une ambiance oxydante.

TABLEAU 124

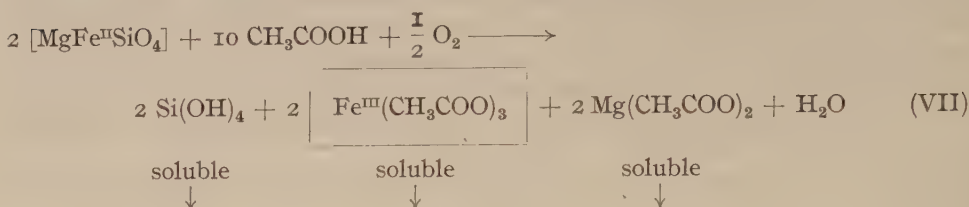
Roches mères		Basalte-Granulométrie fine			Granite-Granulométrie fine	
Agents d'altération (pH)		Acide Acétique (2,5)	CO ₂ (4,0)	Eau pure (6,0)	CO ₂ (4,0)	H ₂ S (4,5)
Fe ₂ O ₃ total extrait en γ/litre	Valeurs absolues	5 750	204	0,4	105	76
	Coefficients de comparaison	14 400	5 100	1	1,4	1
$\frac{\text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{Al}_2\text{O}_3}$	Valeurs brutes	0,20	1,74	4.10 ⁻⁴	0,96	1,57
	Quantité moléculaire de Fe ₂ O ₃ pour Al ₂ O ₃	500	4 350	1	0,6	1

— Le comportement du fer **en conditions acétiques** s'explique très aisément. En effet, à pH = 2,5, cet élément est toujours à l'état de cation, qu'il soit sous forme de Fe^{II} ou de Fe^{III} (au moins dans ce dernier cas jusqu'à 10⁻³ M, ce qui est très suffisant ici). De ce fait, il est extrait immédiatement des minéraux et entraîné **en totalité** dans les eaux de drainage sous forme de sels acétiques.

L'altération d'un silicate ferromagnésien d'origine endogène, tel que l'OLIVINE par exemple, peut donc être représentée de la façon suivante :

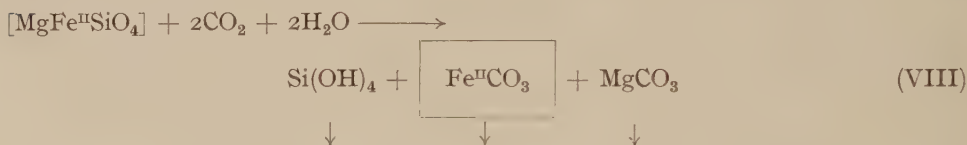


En même temps, comme nous sommes en milieu franchement *aérobie*, on a aussi :

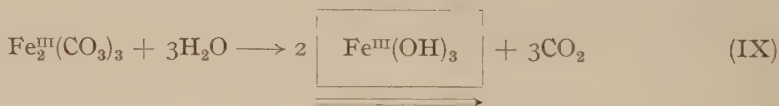


De toute façon, le résultat est le même qu'il y ait [réaction (VII)] ou non [réaction (VI)] possibilité d'oxydation du fer ferreux des minéraux originels.

— **En présence d'acide carbonique**, le fer *ferreux* est extrait sous forme de bicarbonates et de carbonates, c'est-à-dire de sels qui, à ce pH, sont solubles, la concentration du milieu n'étant jamais bien élevée par suite du drainage continu (en tout cas, elle est toujours inférieure à 10^{-1} M). Il est donc éliminé en totalité et la décomposition se présente ainsi :

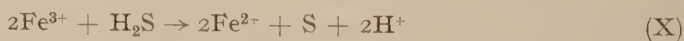


Quant au comportement du fer *trivalent* originel, il est foncièrement différent ; on sait en effet que le carbonate ferrique s'hydrolyse immédiatement avec précipitation *in situ* d'hydroxyde de fer (réaction IX)



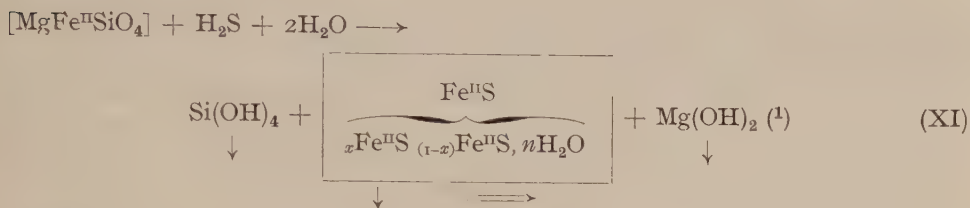
Au total, le gaz carbonique permet un certain maintien du fer ferrique (réaction IX), alors qu'il provoque, dans le même temps, un lessivage important du fer ferreux (réaction VIII).

— **En présence d'acide sulfhydrique**, le milieu est nettement *réducteur* de telle sorte que le fer trivalent existant initialement dans les minéraux a été réduit sur place suivant la réaction (X) (cf. à ce sujet p. 168)

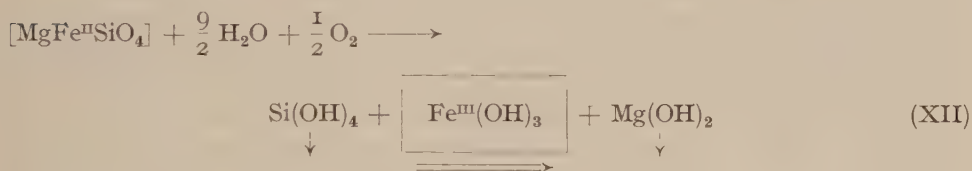


Le comportement général du fer s'est identifié alors avec celui du fer *ferreux* qui est ainsi extrait sous forme de sulfure $\text{Fe}^{\text{II}}\text{S}$. Or FeS est bien moins soluble que $\text{Fe}^{\text{II}}\text{CO}_3$, puisqu'il commence à précipiter vers 5,5 pour une concentration de 10^{-5} M (fig. 48). Dans les conditions de l'expérience, nous sommes donc à l'extrême limite du domaine de solubilité (cf. p. 170), de telle sorte que le sulfure engendré est partiellement entraîné dans les eaux d'altération et partiellement maintenu sous forme d'hydrotroïlite colloïdal : $\text{Fe}^{\text{II}}\text{S}$, $n\text{H}_2\text{O}$, suivant les modalités *instantanées* de

la décomposition (réaction XI). C'est ce qui permet de comprendre que l'élimination du fer en présence d' H_2S , c'est-à-dire d'une atmosphère typiquement réductrice, ait été légèrement inférieure à celle obtenue par l'intermédiaire de CO_2 .



— Enfin, **en présence d'eau pure** ($\text{pH} = 6,0$), le comportement du fer devient très simple puisqu'il est **totalement** immobilisé dans le Reliquat de l'altération. Naturellement, en ce qui concerne le fer ferrique initial, nous sommes, à ce pH , très nettement situés dans le domaine de la précipitation de $\text{Fe}(\text{OH})_3$. Mais le fer ferreux subit le *même* sort parce qu'il est rapidement et complètement oxydé dans l'ambiance chaude et humide de la zone *atmosphérique*. On a donc pour l'olivine la décomposition suivante :



La précipitation hydrolytique de l'hydroxyde de fer au cours de l'altération atmosphérique nous rappelle ainsi celle obtenue avec l'aluminium dans les mêmes conditions [réaction (III) p. 230]. Mais, l'alumine n'avait été que *partiellement* accumulée alors que le maintien du fer est total. Il y a donc une différence dans le comportement géochimique de ces deux éléments, qui semble d'ailleurs résulter de leur nature cristallogénétique : Al étant à peu près exclusivement sous forme *tétraédrique* au sein des minéraux primaires tandis que le fer est, dans sa majeure partie pour Fe^{III} et dans sa totalité pour Fe^{II} , sous forme *octaédrique*. On comprend ainsi qu'Al soit éliminé quelque peu avec la silice à l'état de complexes tétraédriques de type $[\text{SiAlO}_2(\text{OH})_4]\text{K}$, alors que dans les mêmes conditions le fer, qui est extérieur aux anneaux silicatés, ne peut subir ce mode d'élimination. Il est donc précipité complètement et immédiatement dans la zone même de l'altération sous forme d'hydrate : c'est le phénomène de la **Ferruginisation** (*).

En conclusion, en présence d'eau pure, chaude et bien aérée, le comportement du fer s'explique aisément. Mais il reste à examiner maintenant ce qui se passe lorsqu'il y a diminution du drainage et de la température.

(¹) MgS et $\text{Mg} [\text{SH}]_2$ sont rapidement hydrolysés en solution [A. CHRÉTIEN (1955)].

2. Influence du drainage et de la température sur la décomposition hydrolytique

— Le comportement du fer n'a subi tout d'abord *aucune modification* lorsque, pour une température d'altération identique à celle utilisée dans l'archétype expérimental, on a diminué l'intensité du drainage de 12,5.

L'oxydation du fer ferreux, la libération du fer ferrique et son individualisation sous forme d'hydrates se sont donc poursuivies de la même façon que dans l'expérience fondamentale. Le facteur « drainage », lorsqu'il a été supérieur à 400 cm³/jour, ne semble pas avoir eu une quelconque influence à ce sujet (cf. p. 199).

— Par contre, lorsque la température est passée de 70 à 20°C, si le comportement du fer n'a pas été modifié du point de vue *dynamique*, son individualisation secondaire dans la zone d'altération s'est présentée un peu différemment. On a vu, en effet, que le fer extrait n'avait pour ainsi dire pas été lessivé durant l'expérience, mais qu'il ne s'était pas pour autant accumulé *in situ* sous forme d'« hydroxyde » : il s'est finalement intégré à l'état bi- ou trivalent avec le magnésium à l'intérieur d'une carcasse phyllosilicatée de néogénèse (cf. p. 210).

Ainsi, le ralentissement dans l'« extraction » qui, à basse température, affectait déjà les autres éléments (Si—Al par exemple) continue à se manifester à l'égard du fer. Mais en outre, l'oxydation par l'air, qui était immédiate dans le Témoin, a été ici bien moins violente. De ce fait, la teneur en Fe^{III} au sein du milieu hydrolytique est restée assez faible au cours de la décomposition et même insuffisante pour qu'il y ait précipitation *brutale* de Fe(OH)₃ (fig. 49). Par contre, étant donné le potentiel redox et le pH du milieu, on peut concevoir une *lente* précipitation d'hydroxydes ferroferriques verts [G. CHARLOT (1957)] et l'individualisation d'une sorte de couche octaédrique de type [Fe^{II}-Mg-Fe^{III}] (OH)_n, sur laquelle seraient venus se fixer des couches siliciques. C'est de cette façon que l'on peut imaginer finalement la genèse éluviale de la **saponite** ferromagnésienne.

Ainsi, le facteur température, en agissant simultanément sur la *vitesse d'extraction* du fer total et sur la *rapidité de l'oxydation* du fer bivalent dans la microzone d'altération, a eu une influence considérable non pas sur le comportement qualitatif de cet élément, mais sur son mode d'individualisation au sein des produits de la néoformation résiduelle. C'est donc un facteur dont il faut réellement tenir compte pour comprendre la géochimie du fer et en particulier le problème de la Ferruginisation.

Conclusions

— *Les caractéristiques acido-basiques* du milieu d'altération jouent un rôle essentiel sur la dynamique du fer *ferrique* lorsque l'atmosphère est convenablement aérée ou bien inerte du point de vue des phénomènes d'oxydoréduction (tabl. 125).

En effet dans de telles conditions, seul un milieu très acide permet l'extraction et l'élimination régulière de Fe^{III}. Les autres valeurs de pH utilisées n'ont pas permis la mobilisation du fer ; au contraire, il y a eu précipitation d'hydrates ferriques.

— *Les conditions oxydo-réductrices* interviennent par contre sur le comportement du fer *ferreux* par l'intermédiaire de l'équilibre redox : $\text{Fe}^{\text{II}} \rightleftharpoons \text{Fe}^{\text{III}} + e$, et par la même sur celui du fer *total*. Le tableau 126 rassemble les diverses

TABLEAU I25

Caractéristiques acido-basiques	Ambiance chaude et humide		
	Eau pure (pH = 6,0)	Eau carbonique (pH = 4,0)	Eau acétique (pH = 2,5)
Comportement dynamique du Fe ^{III}	Maintien	Maintien	Élimination
	→	→	↓

TABLEAU I26

Conditions physicochimiques	Ambiance chaude et humide			
	Milieu aéré		Milieu inerte	Milieu réducteur
Réactions d'oxydo-réduction lors de la décomposition	Eau pure (pH = 6,0)	Eau acétique (pH = 2,5)	Eau carbonique (pH = 4,0)	Eau sulfhydrique (pH = 4,5)
	Fe ^{II} → Fe ^{III}	Fe ^{II} → Fe ^{III}	—	Fe ^{II} ← Fe ^{III}
Dynamique globale du Fer	→ Fer total (Fe ^{III})	↓ Fer total (Fe ^{III})	→ Fe ^{III} ↓ Fe ^{II}	↓ Fer total (Fe ^{II})
Tendance géochimique	Tendance ferruginisante		Tendance deferrifiante	

tendances expérimentales : on voit ainsi qu'un milieu inerte ou réducteur permet seul l'exportation plus ou moins complète de Fe^{II} . A l'opposé, en conditions aérées, tout le fer réduit est immédiatement oxydé de telle sorte qu'on est reporté au problème précédent (eau acétique et eau pure).

Nous avons donc finalement deux sortes de comportements qui sont particulièrement nets :

- entraînement du fer initial, soit sous forme III en milieu acide fort (eau acétique), soit sous forme II en milieu réducteur (eau sulfhydrique);
- ou accumulation du fer originel sous forme III en milieu « hydrolytique » oxydant ;
- et un comportement *intermédiaire* dans le cas d'une décomposition carbonique (atmosphère inerte) avec élimination partielle (fer bivalent) et accumulation partielle (fer trivalent).

— Enfin, les *caractéristiques thermiques*, sans modifier le bilan général du fer (par exemple, en milieu aqueux et aéré, l'accumulation est aussi totale), interviennent dans le mode d'individualisation des composés ferrifères de néogénèse. Ce n'est que dans une atmosphère *chaude* qu'il y a apparition des hydrates ferriques de couleur rouge (Ferruginisation) (tabl. 127).

TABLEAU 127

Caractéristiques thermiques	Atmosphère aérée-Eau pure	
	$\theta = 20^\circ\text{C}$	$\theta > 20^\circ\text{C}$
Vitesse de l'oxydation	oxydation lente $\text{Fe}^{II} \longrightarrow \text{Fe}^{III}$	oxy. immédiate $\text{Fe}^{II} \longrightarrow \text{Fe}^{III}$
Mode d'accumulation et nature des minéraux de néogénèse	Fe^{II} et Fe^{III} $\longrightarrow$	Fe^{III} $\longrightarrow$
	Saponite $\text{Si}_4\text{O}_{10} [\text{MgFe}^{II}\text{Fe}^{III}]_{3-x} (\text{OH})_2 \cdot \text{CEx}$	Stilpnosiderite $\text{Fe}_2\text{O}_3, n\text{H}_2\text{O}$ Ferruginisation

Ainsi, la disposition cristallochimique du fer dans les minéraux primaires (coordination *octaédrique*) associée à l'existence de deux états définis du point de vue de l'oxydoréduction, conduit à un certain comportement géochimique de cet élément, qui est toujours net au cours des phénomènes d'altération. En définitive, le fer rappelle l'aluminium en milieu aéré, mais se rapproche nettement du magnésium en conditions réductrices (vide infra).

C II. — DYNAMIQUE DU MAGNÉSIUM.

Le magnésium est un élément intéressant à considérer sur le plan des phénomènes de la Géochimie exogène. En effet, il appartient tout d'abord, du point de vue

strictement *chimique* au groupe des ALCALINOTERREUX (Éléments IIa), tout en possédant d'ailleurs un certain nombre de caractéristiques qui lui sont bien particulières [A. CHRÉTIEN (1955)]. Mais, en outre, du point de vue *cristallochimique*, il fait partie du groupe des CATIONS STRUCTURAUX à coordinence *octaédrique*, tels Fe^{II} , Ni, CO, Mn^{II} , Zn... c'est-à-dire des cations bivalents qui peuvent s'intégrer dans une carcasse phylliteuse **oxhydrylée**, soit en s'individualisant librement [Hydroxyde du type $\text{M}(\text{OH})_2$], soit en s'associant à des couches de silice tétraédrique [Phyllosilicates trioctaédriques].

Le magnésium fait donc bien le pont entre les cations purement basiques (Na, K et Ca) et les cations à hydroxydes plus acides (Fe^{II} , Ca, Ni...).

Sur le plan chimique, on sait que le domaine d'existence des ions Mg^{2+} en solution s'étend sur une large gamme de pH puisque l'hydroxyde ne précipite qu'à $\text{pH} = 11$ G. CHARLOT (1957). De ce fait, pour des milieux d'altération dont le pH est *inférieur* à la valeur d'insolubilisation (ce qui est le cas général dans le milieu naturel), le magnésium doit avoir un comportement dynamique qui, du point de vue *qualitatif*, sera analogue, *quelles que soient les conditions physicochimiques de la pédogenèse*. Il devra en l'occurrence être éliminé, dans tous les cas, des minéraux et des roches soumis à la décomposition expérimentale. C'est effectivement ce que l'on a constaté au cours des essais (tabl. 128 et 129).

TABLEAU 128

Roche mère		Basalte- Granulométrie fine			Granite- Granulométrie fine	
Agents d'altération		Acide acétique	CO_2	Eau	CO_2	H_2S
MgO extrait (γ /litre)	Valeurs absolues	8 930	249	28	22	29
	Coefficients de comparaison	32	9	1	0,6	1
Valeurs brutes		11,4	19,5	159	9,7	5,1
$\frac{\text{SiO}_2}{\text{MgO}}$	Quantité moléculaire de MgO pour 1 de SiO_2	14	8,2	1	0,5	1

Il s'agit donc, comme dans le cas de la silice, d'examiner maintenant le problème dans son aspect *quantitatif*.

1. Influence des conditions physicochimiques

Les résultats du tableau 128 montrent ainsi que la quantité de magnésium exporté au cours de l'altération a été, en valeur *absolue*, d'autant plus élevée que les solutions ont été plus **acides** : par rapport à l'essai à l'eau pure, elle est *grosso modo* 10 fois plus grande avec de l'eau carbonique, 16 fois avec de l'eau sulfhydrique et

même 30 fois en présence d'eau acétique. Mais ceci se retrouve aussi en valeur *relative*, si l'on rapporte l'élimination du magnésium à celle de SiO_2 par exemple.

Quant au mode de décomposition obtenu dans chacun des cas, il a déjà été schématisé à propos de l'olivine ferromagnésienne dans le paragraphe précédent [Acide acétique (réaction VI) — Acide carbonique (réaction VIII) — Acide sulfhydrique (réaction XI) — Eau pure (réaction XII)].

2. Influence du drainage et de la température

L'exportation du magnésium en valeur absolue a été légèrement augmentée lorsque le drainage a été réduit de 12,5, mais très nettement diminuée lorsqu'on a abaissé la température d'altération jusqu'à 20°C (tabl. 129).

TABLEAU 129

Basalte-Granulométrie fine				
Essais		Témoin (T_2)	Drainage limité	Température limitée
MgO extrait (γ /litre)	Valeurs absolues	28	36,5	9
	Coefficients de comparaison	1	1,3	0,3
$\frac{\text{SiO}_2}{\text{MgO}}$	Valeurs brutes	159	95	46
	Quantité moléculaire de MgO pour 1 de SiO_2	1	1,7	3,5

En outre, dans ce dernier cas, relativement à la silice éliminée, le magnésium a été sensiblement favorisé par rapport à ce qu'on a obtenu dans le Témoin (T_2). Il convient de noter pourtant qu'une partie de la silice extraite s'est intégrée au cours de l'essai, avec le fer et le magnésium, sous forme de saponite ferromagnésienne dans le Reliquat de la décomposition. Ce n'est donc peut-être pas tellement l'évacuation du magnésium qui a été facilitée, mais bien la silice qui a été beaucoup moins éliminée à basse température.

Conclusions

Le magnésium a subi un **lessivage** notable dans *toutes* les expériences de cette étude, même dans l'essai où pourtant il s'est partiellement accumulé. On a donc là affaire à un comportement similaire à celui qui caractérise les bases classiques (Na, K, Ca) au cours de la décomposition. Du point de vue des phénomènes généraux de la Géochimie exogène, le magnésium semble ainsi devoir être considéré comme un cation BASIQUE (*) avant d'être catalogué comme cation structural.

II. — MODALITÉS DE LA NÉOGENÈSE EN ZONE D'ALTÉRATION

A. — MINÉRAUX ALUMINEUX : INDIVIDUALISATION DES HYDRATES D'ALUMINE

Nous avons vu au cours du paragraphe précédent (cf. p. 227) que dans un certain nombre de cas expérimentaux, l'aluminium libéré s'était accumulé sur place (plus ou moins complètement) pour apparaître finalement sous forme d'hydroxydes dans le milieu d'altération. Or, c'est la première fois que de tels minéraux sont engendrés au laboratoire par altération **directe** d'aluminosilicates (Feldspaths) dans des conditions thermiques *voisines de celles du milieu exogène*.

L'étude des modalités de la précipitation expérimentale de l'aluminium et de son individualisation sous forme d'hydroxydes présente ainsi un réel intérêt pour tenter d'éclaircir le mécanisme de la genèse des minéraux bauxitiques.

*
* * *

L'examen du tableau synoptique, qui rassemble les données minéralogiques recueillies au cours des divers essais de l'étude expérimentale, conduit tout d'abord à un certain nombre de remarques générales.

TABLEAU 130

Conditions hydro-dynamiques	Agents d'altération	Nature de la roche-mère	Zone atmosphérique	Zone phréatique (manchon)	
			Nature de l'hydroxyde	pH des eaux du manchon	Nature de l'hydroxyde
Drainage intense	Eau carbonique (pH = 4,0)	Granite	Boehmite	5,0	Gibbsite
		Basalte	Boehmite	5,5	Gibbsite
	Eau pure (pH = 6,0)	Granite	Boehmite	7,0	—
		Basalte	Boehmite (pH de la croûte d'altération = 6,4)	7,5	Gibbsite
Drainage moins intense		Basalte	—	6,5	Gibbsite

a) Chaque fois que l'étude géochimique de l'altération indique une accumulation **réelle** d'alumine (cf. à ce sujet : tabl. 122 p. 236), celle-ci se traduit (lorsque l'essai dure naturellement un certain temps) par l'apparition d'hydrates *cristallisés* ; l'édification se produit donc que l'accumulation soit totale ou partielle et que la roche expérimentée soit un Granite (roche siliceuse) ou un Basalte (roche basique).

b) Les néogenèses minéralogiques en zone d'altération sont représentées, dans

tous les essais où l'aluminium s'est intégré dans une charpente cristalline, par des **Hydroxydes** purs à l'exclusion de tout phyllosilicate alumineux. Il n'y a donc *jamais* eu, dans les conditions expérimentales, fixation de la silice libérée $[\text{Si}(\text{OH})_4]$ sur les ébauches de couches dioctaédriques qui se constituaient au cours de la décomposition.

c) Dans la plupart des essais, l'aluminium s'est individualisé sous deux formes cristallisées :

— d'une part, l'oxyhydroxyde AlO.OH ou **Boehmite** qui apparaît exclusivement dans les écorces d'altération de la zone atmosphérique ⁽¹⁾.

— d'autre part, l'orthohydroxyde $\text{Al}(\text{OH})_3$ ou **Gibbsite** qu'on ne rencontre que dans la zone phréatique, en particulier sur les parois en verre du manchon et du siphon.

L'apparition de chaque type minéralogique a ainsi été limitée expérimentalement à une zone d'altération bien déterminée, ce qui tend à montrer que les conditions de la néogénèse sont sensiblement différentes. Il est donc indispensable d'analyser maintenant les modalités qui ont présidé à la cristallisation des deux hydroxydes d'aluminium considérés.

1. Obtention de la Boehmite

On peut faire ressortir à ce sujet les quelques éléments suivants :

1) la cristallisation de la Boehmite a toujours été obtenue *dans la zone atmosphérique de l'altération*, lorsque celle-ci était **abondamment drainée**.

2) Elle a été mise en évidence alors dans *tous* les essais à tendance allitique, que l'on soit en présence d'eau pure ou d'eau carbonique et que l'on parte initialement du Basalte ou du Granite.

3) Elle s'est individualisée réellement *in situ*, **au sein même** des aluminosilicates en voie d'altération (cf. données microscopiques p. 56) : l'aluminium ayant évolué sous forme d'oxyhydroxyde n'a donc subi *aucun déplacement* et semble s'être ainsi accumulé *brutalement* au sein des minéraux en cours de décomposition.

4) Elle ne représente cependant qu'une fraction de l'aluminium extrait lors de l'attaque (cf. tabl. 118), puisqu'une certaine quantité de cet élément a été lessivée sous forme de complexes cristallochimiques.

2. Obtention de la Gibbsite

Un certain nombre de points peuvent en même temps être relevés au sujet de l'apparition de la Gibbsite :

1) La cristallisation s'est développée, soit sur le verre du manchon et du siphon, soit au contact même des fragments de roches situés dans la partie inférieure, c'est-à-dire **uniquement** *dans la zone phréatique où la vitesse de circulation est nettement moins rapide*.

2) L'édification de la Gibbsite s'est réalisée dans un assez large domaine de pH (5,0 à 7,5), qui correspond néanmoins dans tous les cas au domaine de la précipitation chimique de l'alumine.

⁽¹⁾ Une petite quantité de Boehmite est aussi apparue au cours des essais carboniques (Basalte-Granite) dans la zone phréatique où la production de Gibbsite était très importante.

3) La formation du trihydrate d'aluminium s'est produite à partir des deux types de roches : Granite et Basalte dans le cas de l'altération « carbonique », mais n'a été obtenue que sur le Basalte pour la décomposition strictement « hydrolytique ».

4) Enfin, le dépôt de Gibbsite a été d'autant plus abondant dans l'archétype expérimental (essai sur Basalte) *que l'on se rapproche du fond de l'extracteur*, c'est-à-dire d'un niveau de plus en plus phréatique (cf. fig. 6 p. 46) où le contact des solutions d'altération est toujours plus long et la concentration du milieu en cations extraits nettement plus élevée.

Ces divers éléments nous conduisent alors à faire deux remarques :

a) La cristallisation directe de Gibbsite dans la zone phréatique s'est donc réalisée au sein de solutions relativement diluées qui, en plus de l'aluminium, contenaient les divers éléments initiaux de la roche et en particulier SiO_2 . Il n'y a jamais eu pourtant, fixation de tétraèdres de silice sur les couches octaédriques en cours de formation. C'est là un point qui reste actuellement sans réponse et qui le restera sans doute tant que le mécanisme cristalochimique de l'édification de la kaolinite ne sera pas complètement élucidé. Tout ce qu'on peut dire, c'est que l'action d'un drainage *encore beaucoup trop intense* au sein des zones phréatiques, semble être à l'origine de l'élimination *totale* de la silice libérée et par là même, de la genèse d'une Gibbsite parfaitement *pure*.

b) On a constaté que le trihydrate de la zone phréatique provenait principalement de l'aluminium transporté à partir de la zone atmosphérique et dont une grande partie s'est **redéposée** sous forme d'hydroxyde, soit dans le manchon, soit dans le siphon (tabl. 118), c'est-à-dire *après une infiltration qui ne s'étendait pourtant que sur 15 centimètres au maximum*. Il semble alors logique de penser que, si la hauteur de la colonne rocheuse de percolation avait été au départ beaucoup plus grande, les solutions d'altération auraient pu finalement être privées *en totalité* de leur contenu en Al_2O_3 .

Ainsi, bien que dans certaines conditions l'exportation de l'aluminium à partir des horizons supérieurs soit relativement importante, celle-ci paraît cependant ne pas devoir se poursuivre très loin pour peu que le drainage se développe sur une assez grande épaisseur. De ce fait, à l'échelle du milieu naturel, l'élimination de l'aluminium en zone latéritique pourrait, lorsqu'elle existe, n'être qu'un phénomène « verticalement » **localisé**. C'est ce qui permet de comprendre qu'à la surface du Globe, certains profils d'altération ont une teneur en Gibbsite d'autant plus élevée que le niveau est situé plus profondément [G. MILLOT et M. BONIFAS (1955). ; M. J. GORDON et al (1958) ; M. STAS (1959)...]

Conclusions : le rôle du facteur hydrodynamique

Il résulte de cet ensemble de considérations, que c'est la **vitesse de l'infiltration des eaux d'altération au contact des roches** (Intensité du drainage) qui semble être l'élément fondamental en ce qui concerne les néogenèses pédologiques et en particulier les néogenèses allitiques.

— Nous avons vu tout d'abord que, pour des températures « identiques » (de l'ordre de 70°C), la **Boehmite** avait été obtenue expérimentalement dans les zones

abondamment drainées (Horizon atmosphérique des essais normaux), mais qu'elle ne s'était pas édifiée lorsque la vitesse de lessivage avait été sensiblement réduite (Horizon atmosphérique de l'essai à drainage limité) (tabl. 130). D'après les données hydrodynamiques du tableau 97, on constate donc que la Boehmite ne s'est individualisée au laboratoire que pour des intensités de drainage *au moins égales* à 200 mm/jour (Obtention régulière pour 1 000 mm/jour).

— Par contre, seule la **Gibbsite** est apparue au sein des zones phréatiques de l'archétype expérimental et de l'essai à drainage limité (tabl. 130) où la vitesse de circulation était en moyenne 10 fois *moins importante*. Si l'on se réfère alors aux données des tableaux 6 et 97, on voit que la Gibbsite a finalement été obtenue pour des valeurs *inférieures* à 150 mm/jour mais *supérieures* à 20 mm/jour. Ce dernier chiffre qui représente la plus basse intensité de percolation réalisée expérimentalement est encore énorme par rapport aux données du milieu naturel. Il correspondrait en effet à un drainage annuel de l'ordre de 7 200 mm, c'est-à-dire à une valeur nettement plus élevée que celle correspondant au maxima « moyen » enregistré dans les zones tropicales latéritiques. Il aurait donc fallu provoquer au laboratoire des lessivages quotidiens encore beaucoup moins rapides pour pouvoir éventuellement se trouver dans le domaine de la néogénèse kaolinique (tabl. 131).

TABLEAU 131

Minéraux alumineux de Néogénèse	Vitesse de percolation	Sens de l'augmentation de l'intensité du drainage
Boehmite	très rapide (> 200 mm/jour)	↑
Gibbsite	moins rapide (20 < D < 150 mm/jour)	
(Kaolinite)	(beaucoup plus lente)	

En définitive, il semble bien, d'après cette étude expérimentale, que l'individualisation pédologique de tel ou tel minéral *alumineux* de néoformation dépende avant tout des caractéristiques **hydrodynamiques** du milieu d'altération. Des seuils hydriques parfaitement définis doivent ainsi exister pour limiter le développement de chaque type de néogénèse ; il serait intéressant de pouvoir les préciser au cours de recherches ultérieures.

B. — MINÉRAUX FERROMAGNÉSIENS

1. Individualisation des oxydes et hydroxydes de fer

Nous avons vu précédemment que dans certaines conditions expérimentales (cf. p. 241), il y avait **Ferruginisation** des roches en voie d'altération, c'est-à-dire accumulation du fer sur place à l'état ferrique et individualisation sous forme d'hydrates plus ou moins cristallisés. Il nous faut donc maintenant envisager le problème du point de vue strictement minéralogique.

Le tableau 132, qui résume les éléments de la néogenèse ferromagnésienne en zone d'altération durant les différents essais à l'eau de l'étude, permet à ce sujet de faire ressortir un certain nombre de points caractéristiques.

TABEAU 132

Essais sur Basalte lessivage à l'eau pure Atmosphère aérée		Zone atmosphérique	Zone phréatique	
			Manchon	Zone de fluctuation Roches
0 > 20°C	Expérience fondamentale	Stilpnosidérite $\text{Fe}_2\text{O}_3, n\text{H}_2\text{O}$	Goethite	—
	Drainage très intense	Hématite $\alpha\text{Fe}_2\text{O}_3$	FeO_2H	—
	Expérience à drainage limité	Stilpnosidérite $\text{Fe}_2\text{O}_3, n\text{H}_2\text{O}$	Goethite FeO_2H	—
0 = 20°C	Expérience à drainage très intense	Saponite ferromagnésienne	—	—

a) La ferruginisation *rapide* et *généralisée* n'apparaît que dans la zone atmosphérique, c'est-à-dire là où, lorsque la température est suffisamment élevée, l'oxydation par l'air est très violente. La décomposition des silicates primaires ferromagnésiens est *intense* à ce niveau ⁽¹⁾ et le passage du fer bivalent originel à l'état ferrique très *rapide*. Dans ces conditions, la concentration en Fe^{III} au moment même de l'extraction est telle, au sein de la microzone humide d'altération, que les hydrates flocculent *brutalement* : ce sont des gels colloïdaux et amorphes de type **Stilpnosidérite** $\text{Fe}_2\text{O}_3, n\text{H}_2\text{O}$. Or, on sait que de tels hydrates à structure désorganisée n'évoluent pas très facilement vers un état cristallisé. Dans les essais de cette étude, ils sont ainsi restés amorphes tout le long de l'altération, sauf dans le cas de l'expérience fondamentale sur Basalte où il y a eu apparition d'une petite quantité d'**Hématite** $\alpha\text{Fe}_2\text{O}_3$. C'est là une transformation qui a déjà été obtenue dans les recherches synthétiques de laboratoire [R. FRICKE et P. ACKERMANN (1934)] ; il est néanmoins difficile à l'heure actuelle de préciser les divers facteurs susceptibles de provoquer une telle

⁽¹⁾ Nous avons vu au contraire, dans l'archétype expérimental, que les oxydes ferrifères primaires ne subissaient pas de décomposition ce qui entraînait une concentration relative de la Magnétite Fe_3O_4 et de l'Ilménite FeTiO_3 au sein de la croûte d'altération résiduelle (cf. I^{re} Partie, p. 56).

évolution. Dans le milieu naturel tropical, on sait que l'Hématite est toujours plus abondante dans les horizons de *surface* qu'au sein des horizons sous-jacents. C'est pourquoi E. C. MOHR (1944) avait pensé à une déshydratation pure et simple sous l'effet de l'insolation, qui est capable d'élever par exemple la température d'une cuirasse latéritique jusqu'à des valeurs de l'ordre de 80°C. Il y a là peut-être une possibilité ; il ne semble pas cependant qu'elle ait pu intervenir dans les essais puisque la zone atmosphérique, sans être noyée, est restée constamment humide par suite de l'arrivée incessante de nouvelles gouttes d'eau.

La ferruginisation résiduelle qui s'est développée dans la zone atmosphérique lorsque la température des expériences a été **supérieure à 20°C** se traduit donc essentiellement par la floculation *in situ* d'hydrates ferriques amorphes et mal définis.

b) Dans la zone phréatique, où le milieu presque continuellement noyé est beaucoup moins oxygéné, on ne constate pas une individualisation sur place d'hydroxydes de fer. Par contre, sur la paroi de verre du manchon, on a pu noter dans tous les cas la présence d'une petite quantité de **Goethite** FeO_2H bien cristallisée, associée au dépôt de Gibbsite.

C'est là un fait qui traduit donc une « certaine » *mobilité* du fer en milieu peu aéré et qui, d'ailleurs, se comprend aisément. En effet, le fer ferreux des roches originelles, n'étant pas ici brutalement oxydé, est susceptible à de tels pH (autour de 7,5) de passer quelque peu en solution (cf. fig. 48, p. 237). Une petite quantité est donc libérée dans ces conditions. Mais comme l'entraînement hydrique n'est pas immédiat dans cette zone (puisque'il faut attendre la fin du remplissage du manchon), les ions Fe^{2+} *extraits* ont le temps d'être oxydés au fur et à mesure. Or, cette transformation électronique réduit considérablement le domaine d'existence du fer en solution (cf. fig. 49). De ce fait, ce dernier tend à se déposer *lentement* sur la paroi de verre et à s'organiser *directement* sous forme d'oxyhydroxyde ferrique cristallisé.

La Goethite s'est donc individualisée à partir de solutions relativement *diluées* dans une zone d'altération où l'oxydation du fer, lente et continue, se produit **après** l'extraction du cation ferreux. Or ce sont là des conditions physicochimiques similaires à celles qui, précédemment, conduisaient à la néogenèse de Gibbsite. La cristallographie du fer ferrique et de l'aluminium sont ainsi très proches ce qui n'étonnera ni les physicochimistes [H. FORESTIER et G. CHAUDRON (1925)], ni les minéralogistes [S. CAILLÈRE et *al* (1960-1961-1962), K. NORRISH et R. M. TAYLOR (1961)], ni les pédologues [80 p. 100 des hydrates ferriques représentés dans les cuirasses bauxitiques sont à l'état de Goethite ; R. MAIGNIEN (1957)]. L'association « Gibbsite-Goethite, » qui caractérise la zone de fluctuation phréatique des essais hydrolytiques, apparaît bien, en définitive, comme une véritable PARAGÈNESE minéralogique (*).

CONCLUSIONS

L'individualisation des hydroxydes ferriques en milieu aéré et au contact de l'eau peut donc se faire, d'après l'étude expérimentale, par l'intermédiaire des deux voies suivantes :

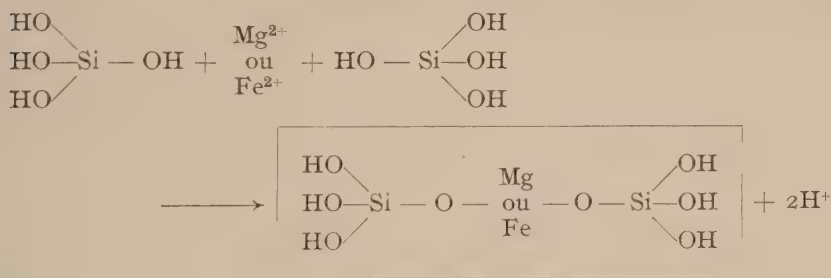
1°) Si l'oxydation est violente (conditions atmosphériques), celle-ci atteint les ions Fe^{II} **à l'intérieur** même des structures silicatées. Le fer, en totalité à l'état ferrique, ne peut subir de ce fait un quelconque mouvement *au contact de l'eau*. Il s'accu-

mule alors *brutalement* « *in situ* » sous forme de **gels colloïdaux** désorganisés (Stilpnosidérite — $\text{Fe}_2\text{O}_3, n\text{H}_2\text{O}$).

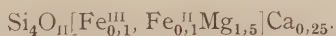
2^o) Si, par contre, l'oxydation est moins intense (influence indirecte de la nappe de fluctuation), une petite quantité de Fe^{II} peut être libérée sous cet état lors de la dissociation hydrolytique et posséder ainsi une certaine mobilité. L'oxydation, qui est dans ce cas **postérieure** à l'extraction, supprime ultérieurement cette mobilité, en produisant des ions Fe^{3+} qui précipitent *lentement*, dans ce milieu dilué, sous forme de **Goethite** FeO_2H .

2. Formation éluviale des saponites ferromagnésiennes

Lorsque la température d'altération est passée de 70 à 20°C, la décomposition hydrolytique des minéraux primaires s'est considérablement ralentie (cf. p. 211). C'est ainsi que la silice et les cations basiques en particulier, ont vu leur exportation diminuer de 3 à 4 fois par rapport à l'essai à température plus élevée. De ce fait, la concentration en éléments, qui résulte de l'équilibre dynamique « extraction-élimination » et le pH du milieu, qui découle de la présence de cations alcalins, sont tels au sein de la zone d'altération qu'il existe une possibilité réactionnelle entre la silice $\text{Si}(\text{OH})_4$ et les cations structuraux tels Fe^{II} et Mg. On arrive ainsi aisément, d'après S. CAILLÈRE et S. HÉNIN (1961) et B. SIFFERT (1962) à la constitution de *chaînes monomères* du type :



qui, par polymérisation successive, donnent naissance ultérieurement à une carcasse phylliteuse 2/1. Au cours de l'essai à température limitée, nous avons ainsi obtenu la néogenèse d'une saponite ferromagnésienne dont la constitution moyenne est représentée par la formule suivante (cf. p. 209) :



* * *

Quel peut être alors le devenir de cette forme de néogenèse vis-à-vis des phénomènes pédologiques?

Elle représente un stade de l'altération qui, au moment de l'arrêt, semblait effectivement en équilibre avec les conditions de la décomposition. Mais cet équilibre

est-il stable et définitif? L'étude du bilan géochimique de l'altération à température limitée nous a montré que non. En effet, les caractéristiques dynamiques de l'évolution sont essentiellement du type latéritique ($L > R$), mais l'intensité de l'extraction est si faible qu'une partie des éléments libérés ($\text{SiO}_2\text{—FeO—MgO}$) peut constituer *in situ* un réseau phylliteux trioctaédrique de néogénèse. C'est là un cas pédologique bien connu dans le milieu naturel lorsque, par exemple, la ferrallitisation ne joue pas au niveau de l'horizon de départ (cf. p. 214). Mais, naturellement cette forme d'accumulation initiale *ne modifie en rien le rythme de l'élimination*, de telle sorte qu'au bout d'un certain temps, **toute** la silice et **tout** le magnésium originels seront, soit intégrés dans la carcasse de néoformation, soit éliminés dans les eaux de lessivage. *Si les conditions de l'altération ne sont pas modifiées*, l'évolution géochimique tendra à se poursuivre et ne pourra alors se faire qu'**aux dépens des néogénèses du premier stade**; la smectite devra ainsi être progressivement dissociée. A partir de ce moment, l'altération prendra réellement un faciès « latéritique » (hydroxydes), qui de ce fait sera la conséquence d'une véritable **DIAGENÈSE climatique (*)**.

Le stade phylliteux ferromagnésien peut donc être considéré dans ce cas comme une étape **transitoire** de l'évolution expérimentale.

CHAPITRE IX

ESSAI SUR LES PRINCIPES DIRECTEURS DE LA PÉDOGENÈSE

I. — LES BASES GÉOCHIMIQUES DE LA CLASSIFICATION

La synthèse générale de toutes les données *expérimentales*, relatives au comportement des éléments cardinaux de la lithosphère au cours des phénomènes d'altération, nous conduit à aborder tout d'abord le problème de la caractérisation géochimique des principales **tendances pédogénétiques** qui affectent les zones *humides* de la surface du Globe ⁽¹⁾.

A. — LE CADRE GÉOCHIMIQUE : DISTRIBUTION GÉNÉRALE DES ÉLÉMENTS AU COURS DE L'ALTÉRATION SUPERFICIELLE

Les différentes conditions de l'altération expérimentale, qui s'étendaient du point de vue physicochimique du domaine neutre au domaine franchement acide, ont permis de distinguer deux grandes catégories d'éléments suivant leur comportement dynamique au cours de la décomposition.

— La première est constituée par la **silice** et les **cations basiques** (Na, K, Ca, Mg), qui ont été évacués à partir des roches originelles *quelles que soient les conditions générales* utilisées dans les expériences. Naturellement, ces éléments ont été *plus ou moins* exportés suivant les essais, mais ils ont **toujours** fait partie de la phase mobile de l'altération.

— La deuxième est formée avant tout par les **sesquioxydes** (Al-Fe) dont le comportement a été très variable suivant les conditions expérimentales, puisqu'il est allé de l'accumulation *totale* dans le milieu résiduel au déplacement *intégral* avec les eaux de lessivage. Les différentes modalités qui peuvent se présenter pour ces deux éléments, ont été étudiés en détail au cours des paragraphes précédents.

⁽¹⁾ Zones définies par un certain drainage potentiel qui en principe doit être assuré. [Ceci exclut naturellement les secteurs « hydromorphiques » (*) où l'évolution est dite alors *intrazonale* (*)]. *Grosso modo*, ces zones couvrent à la surface du globe 58 p. 100 des terres émergées non englacées.

Sur le plan général, une telle classification correspond tout à fait à celle qui peut être prévue à partir des règles classiques de la Chimie analytique ⁽¹⁾. A cet effet, on a reporté pour les différents éléments sur la figure 50, le domaine d'existence des ions en solution en fonction du pH du milieu ⁽²⁾ et en limitant le domaine basique à 9,

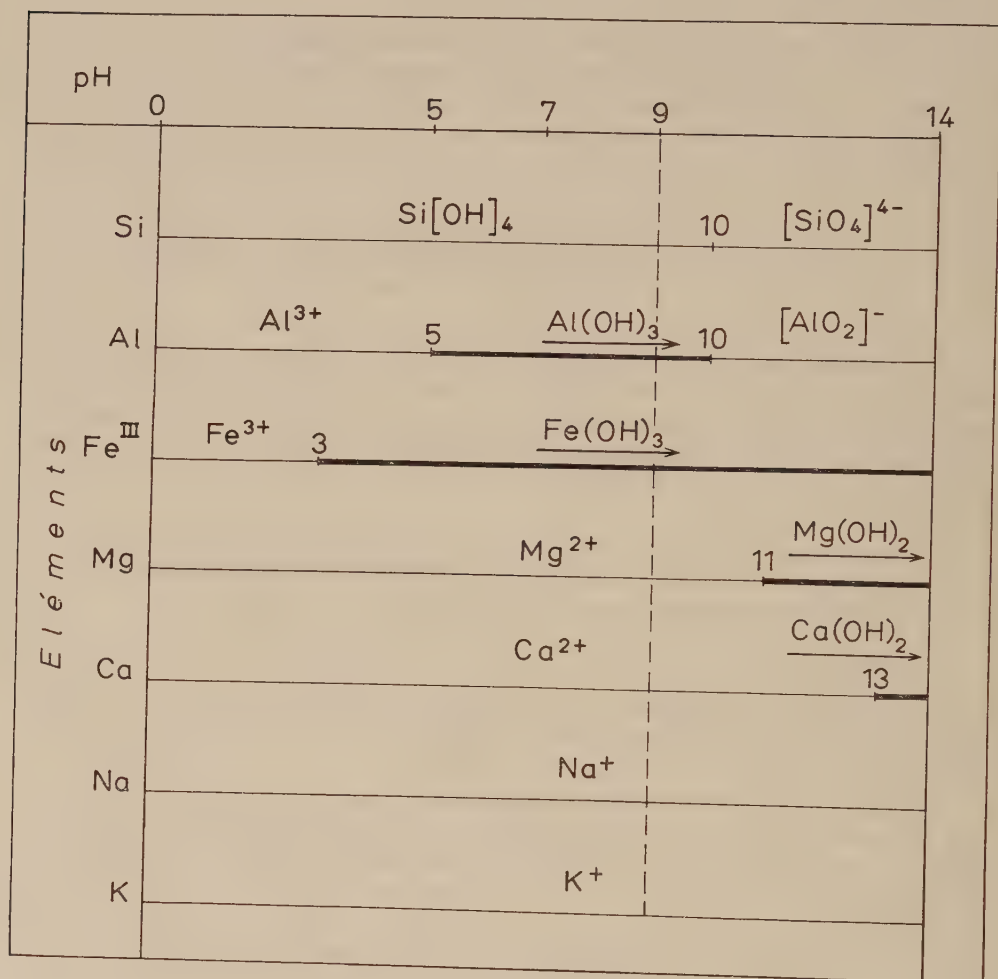


FIG. 50

⁽¹⁾ Les images proposées au cours de cette synthèse géochimique ne sont valables que dans les seuls cas où l'on a affaire essentiellement au sein du milieu d'altération à des ions qui sont en équilibre avec leurs hydroxydes précipités. Elles ne sont plus tout à fait exactes à partir du moment où nous sommes en présence de « complexes » et en particulier de complexes « colloïdaux » (Al — Fe) dans lesquels les micelles d'hydroxydes ne présentent généralement plus que le comportement de leur couche d'anions protecteurs.

⁽²⁾ Pour des concentrations de l'ordre de 10^{-4} M qui paraissent les plus plausibles au sein du milieu naturel.

c'est-à-dire à un pH qui peut être considéré comme la valeur maxima rencontrée dans le milieu naturel [G. CHARLOT (1957)].

On constate alors que la première catégorie est constituée par les éléments qui existent **en solution** dans toute la gamme de pH « considérée ». Ils se trouvent ainsi, soit sous forme de CATIONS : c'est le cas de Na, K, Ca et Mg, soit sous forme d'HYDRATES solubles : c'est le cas de la silice Si(OH)_4 qui demeure en solution monomoléculaire jusqu'à des concentrations relativement élevées (de l'ordre de M/500) (cf. fig. 41 p. 221).

Par contre, la deuxième catégorie n'est formée que par les éléments (Al et Fe) qui peuvent exister sous **deux états** dans le domaine de pH compris entre 0 et 9 : soit à l'état de CATIONS M^{3+} solubles (milieu très acide), soit à l'état d'HYDROXYDES M(OH)_3 complètement *insolubles*.

Cette distinction si nette dans le cas des éléments majeurs se retrouve d'ailleurs pour les éléments *mineurs* comme nous avons pu le vérifier, au moins pour certains d'entre eux, au cours du chapitre V (cf. p. 150) :

Ainsi, les éléments du groupe du Zinc (Fe^{II} , Mn^{II} , Cu, Co, Ni) et du groupe des Alcalinoterreux (Sr-Ba) rentrent dans la première catégorie *en présence de CO_2* , alors que tous ceux qui constituent le groupe de l'Aluminium (Ti, Ga, Cr, Zr, V...) suivent les Sesquioxides de la deuxième classe.

On peut donc dire que le comportement général des cations au cours des phénomènes d'altération paraît découler entièrement de leurs caractéristiques physicochimiques.

* * *

Cet ensemble de considérations nous amène alors à modifier sensiblement le diagramme général de la distribution géochimique des éléments de V. M. GOLDSCHMIDT (1937) basé sur la valeur du **potentiel ionique** $\frac{z}{r}$ (rapport de la charge de l'ion au rayon ionique), qui mesure en quelque sorte l'*électronégativité* de chacun des éléments. En utilisant les données de V. M. GOLDSCHMIDT (tabl. 133), on arrive à établir le diagramme ci-après (fig. 51) et à constater qu'on peut distinguer à la surface du Globe trois sortes d'éléments sur le plan géochimique :

TABLEAU 133

Éléments	Potentiel ionique	Éléments	Potentiel ionique	Éléments	Potentiel ionique
K^+	0,75	Co^{2+}	2,4	Al^{3+}	5,3
Na^+	1,0	Ni^{2+}	2,6	Be^{2+}	5,4
Ba^{2+}	1,4	Mg^{2+}	2,6	Ti^{4+}	6,3
Sr^{2+}	1,6				
Ca^{2+}	1,9	Fe^{3+}	4,5	Si^{4+}	10,0
Mn^{2+}	2,2	Zr^{4+}	4,6	P^{5+}	15,0
Fe^{2+}	2,4	V^{3+}	4,6	B^{3+}	15,0
Cu^{2+}	2,4	Cr^{3+}	4,7	N^{3+}	25,0
		Ga^{3+}	4,8		

— Les premiers, qui ont un potentiel ionique inférieur à 3,0, existent toujours en solution dans la gamme des pH naturels à l'état de CATIONS. Lors d'une altération en milieu *humide*, ils sont donc extraits et évacués aisément, *quelles que soient les conditions du milieu*. Ils forment la classe des **cations basiques** = Na, K, Ca, Mg.

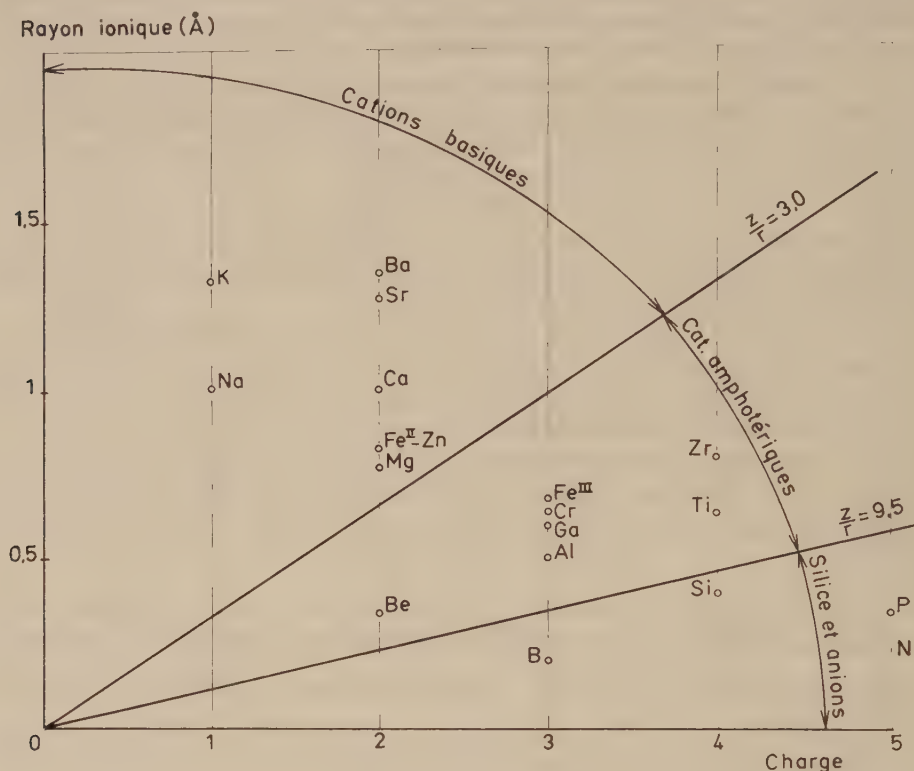


FIG. 51

— Les seconds, qui ont un potentiel ionique compris entre 3,0 et 9,5, n'existent à l'état de cations que pour de bas pH (milieu acide) ; dans le reste de la gamme, ils sont précipités sous forme d'hydroxydes insolubles. Leur comportement au cours des phénomènes de décomposition pourra donc être qualitativement différent suivant les conditions physicochimiques. Ce sont les **cations amphotériques** de Goldschmidt : Al, Fe^{III} , Ti, Cr, Zr, Be...

— Enfin, les troisièmes, qui ont un potentiel ionique supérieur à 9,5 n'existent pas, tant ils sont acides, à l'état de cations dans la gamme naturelle de pH. Ils se trouvent alors à l'état d'ANIONS ou d'HYDRATES SOLUBLES dont le plus important est la **silice**. Tous ces éléments sont extraits et éliminés au cours de la Pédogenèse normale, *quelles que soient les caractéristiques physicochimiques* du milieu d'altération. Mais naturellement, leur comportement « quantitatif » pourra être assez variable suivant la nature des agents de décomposition mis en œuvre.

*
* *
*

La distribution géochimique des divers éléments au cours de phénomènes d'altération est donc finalement très simple. Aussi va-t-elle nous servir de base pour la définition des différents types pédogénétiques.

B. — LES CRITÈRES FONDAMENTAUX DE LA CLASSIFICATION PÉDOGÉNÉTIQUE : DYNAMIQUE COMPARÉE DE LA SILICE ET DE L'ALUMINIUM

Il faut préciser tout d'abord que ce n'est pas l'*agressivité* (exprimée par exemple par la quantité d'éléments exportés en valeur absolue) résultant de la mise en œuvre de tel ou tel agent d'altération (eau pure, eau carbonique, eau acétique...) ou de tel ou tel facteur (température, drainage) et même de la présence de tel ou tel type de roche qui constitue le point essentiel des phénomènes de décomposition. C'est là au contraire, un élément qui n'intervient pas du point de vue strictement pédogénétique et qui peut donc être considéré comme secondaire.

Par contre, la *distribution géochimique* des divers constituants au cours de la décomposition constitue l'élément fondamental de la Pédogenèse puisqu'elle peut induire **directement** le processus d'altération éventuellement engendré.

Il en résulte que le type pédogénétique représenté en un lieu donné dépend avant tout du comportement géochimique *simultané* des différents cations pendant la décomposition et en particulier de la dynamique de la **silice** et de l'**aluminium** qui sont les éléments primordiaux de l'écorce terrestre. Or on sait maintenant, d'après les données du paragraphe précédent, que différents cas peuvent se présenter à la surface du Globe : la silice étant *toujours* exportée (en plus ou moins grande quantité), alors que l'alumine peut s'accumuler ou être plus ou moins lessivée suivant les conditions de l'altération :

1^{er} CAS : L'élimination de la silice se fait relativement moins vite que celle de l'alumine et même que celle des bases.

C'est ce qui s'est produit dans l'altération de type *acide* (pH = 2,5) réalisée au laboratoire en présence d'eau acétique (tabl. 134). On a vu en effet, lors de cet essai, que la *silice et l'alumine « libérées » au cours de la décomposition ont été simultanément exportées du milieu en voie d'altération.*

L'attaque acide développée en conditions thermiques et hydrodynamiques intenses se présente ainsi comme une SOLUBILISATION pure et simple des minéraux. Mais comme cette mise en solution est **déséquilibrée** (cf. p. 190) (ce n'est pas en effet une dissolution), elle doit aboutir progressivement à l'individualisation d'un reliquat *de plus en plus riche en silice* qui apparaît dans ces conditions comme un état transitoire de la décomposition.

L'action de l'acide acétique se traduit donc par la mise en œuvre d'un processus d'altération de type bien particulier qui rappelle incontestablement la **Podzolisation** boréale (*).

Ce résultat général est confirmé par l'analyse des valeurs obtenues par C. W. CORRENS et W. VON ENGELHARDT (1938) dans la décomposition de l'orthose en présence d'acide sulfurique N/1 000 ($\text{pH} = 3$). En effet, alors que dans cet essai les conditions hydrodynamiques sont beaucoup moins intenses ($200 \text{ cm}^3/\text{jour}$) et la température nettement moins élevée (22°C), on constate que le rapport $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ dans le *Reliquat* de l'altération augmente régulièrement à partir de 6, lorsque le pH diminue (fig. 52).

Cela veut alors dire que la **nature** du processus engendré en milieu acide n'est pas modifiée par les caractéristiques hydriques et thermiques de l'altération mais qu'elle dépend exclusivement des conditions **physicochimiques**. Les facteurs « climatiques » influent donc simplement ici, suivant leur intensité respective, sur la *vitesse* du processus envisagé.

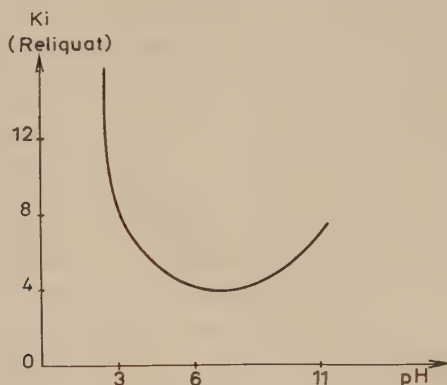


FIG. 52

Enfin, en ce qui concerne l'influence des paramètres pétrographiques, nous avons vu précédemment (cf. p. 226) que la désilicification des roches basiques était d'autant plus favorisée que les conditions d'altération étaient plus acides ; ce qui signifie que, pour des caractéristiques identiques de décomposition, un processus de type podzolique se développera **d'autant plus aisément** que la roche est moins basique, c'est-à-dire **plus riche en silice**.

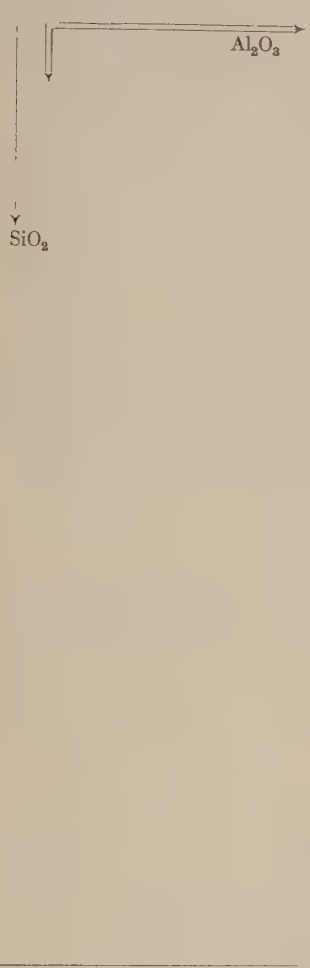
On comprend ainsi pourquoi dans la zone boréale, la podzolisation est si nette sur les matériaux granitiques alors qu'elle est si difficile à mettre en évidence à partir des roches basiques.

II^e CAS : L'élimination de la silice est plus ou moins rapide mais toujours plus rapide que celle de l'alumine.

C'est ce qui s'est produit au cours de cette étude expérimentale pour *tous* les autres essais (eau pure, eau sulfhydrique, eau carbonique) et qui a conduit à des phénomènes pédogénétiques dont la nature géochimique est absolument **opposée** à celle qui caractérisait la décomposition podzolisante (tabl. 134).

Dans ce cas, en effet, l'aluminium libéré n'étant pas du tout éliminé (essai- CO_2) ou alors étant « localement » exporté (eau pure), c'est la *dynamique de la silice* qui

TABLEAU I34

Conditions expérimentales (hydrodynamiques et thermiques) très intenses		
Eau pure (pH = 6,0)	Eau carbonique (pH = 4,0)	Eau acétique (pH = 2,5)
		
Évolution allitique		Évolution podzolisante
2 ^e Cas		1 ^{er} Cas

commande la nature des processus engendrés. Deux éventualités peuvent alors se présenter :

a) LA SILICE EXTRAITE LORS DE LA DÉCOMPOSITION N'EST PAS COMPLÈTEMENT ÉLIMINÉE DU MILIEU D'ALTÉRATION.

Une partie s'accumule donc sur place et tend à s'intégrer en même temps que l'aluminium à l'intérieur de nouveaux réseaux cristallins. Il y a ainsi genèse de PHYLLOSILICATES (*) alumineux, ce qui évoque la **Siallitis**ation tempérée (*). Nous avons vu en outre que dans ce cas (cf. p. 119) le paramètre moléculaire $L = \frac{\text{SiO}_2}{\text{Bases}}$ au sein des eaux de lessivage était inférieur au même rapport dans la roche originelle (R), ce qui veut dire que l'élimination de la silice est en même temps moins élevée relativement à l'exportation des bases (*).

Le processus pédogénétique invoqué peut donc se résumer géochimiquement par l'inégalité suivante en ce qui concerne l'exportation relative des divers éléments :

$$\text{Al}_2\text{O}_3 < \text{SiO}_2 < \text{Bases}$$

b) LA SILICE EXTRAITE LORS DE LA DÉCOMPOSITION EST INTÉGRALEMENT ÉLIMINÉE DU MILIEU D'ALTÉRATION.

Dans ces conditions, il n'y a alors que l'alumine qui s'accumule (même si l'accumulation est partielle comme cela a été le cas en présence d'eau pure), de telle sorte que les minéraux de néoformation caractérisant le niveau résiduel sont exclusivement de type HYDROXYDES. On a donc affaire à un processus pédogénétique qui rappelle incontestablement l'**Allit**isation tropicale (*).

L'expérimentation a montré en outre que, lorsque ce processus se réalisait artificiellement, le paramètre L des eaux de lessivage était *toujours* supérieur à R (cf. p. 120). Dans ces conditions, l'élimination de la silice est donc nettement plus élevée que celle des bases.

Ainsi, l'allitisation se traduit finalement, du point de vue géochimique, par une inégalité dans l'exportation relative qui est du type :

$$\text{Al}_2\text{O}_3 < \text{Bases} < \text{SiO}_2$$

* *

Si l'on examine maintenant les différents essais au cours desquels la décomposition expérimentale a reproduit l'allitisation tropicale (cf. tabl. 122, p. 236), on est conduit à faire en outre les quelques remarques suivantes :

1°) La **nature** du processus engendré ne semble pas modifiée, lorsque les conditions physicochimiques varient entre pH = 4 et pH = 7. L'évolution allitique certes se réalise plus aisément en présence d'eau carbonique où l'accumulation d'alumine est totale, mais elle se fait encore nettement en présence d'eau pure.

2°) Les facteurs « climatiques » en général et le facteur **hydrodynamique** en particulier semblent par contre intervenir beaucoup plus spécifiquement dans l'évolution des phénomènes (cf. p. 240). Nous avons vu, en effet, que pour une extraction de silice et d'alumine donnée, c'est l'intensité de l'entraînement hydrique qui permettait indirectement l'obtention de tel ou tel processus :

— Lorsque le drainage est abondant, la silice extraite est rapidement et totalement éliminée du milieu d'altération où s'individualise l'alumine. C'est ce qui explique la présence exclusive d'hydroxyde *pur*. Ce cas a été réalisé dans toutes les expériences ⁽¹⁾, même dans l'essai où le lessivage bien que moins intense était cependant de l'ordre de 400 cm³/jour.

— Par contre, si le drainage est plus lent, la silice extraite part moins rapidement et peut ainsi subir, dans le milieu d'altération, une certaine concentration *au contact* de l'alumine. Lorsque cette concentration est supérieure aux valeurs-limites nécessaires à la constitution de phyllosilicates, on peut espérer alors obtenir des argiles cristallisées (Kaolinite, Illite...).

Il semble donc qu'il y ait, pour une extraction de silice et d'alumine donnée à partir d'une roche bien définie (extraction qui dépend beaucoup comme on l'a vu du facteur température), une intensité de drainage **limite**, correspondant à une élimination *minima* de la silice libérée, pour engendrer une évolution de type allitique. Si cette limite n'est pas atteinte, on se trouve alors dans le domaine de la siallitisisation.

3^o) Enfin, nous avons vu que pour des conditions physicochimiques et thermohydriques analogues, la libération et l'exportation de la silice était d'autant plus facile que la roche utilisée était *moins riche en silice*, c'est-à-dire plus basique. *C'est ce qui explique que l'allitisation et même la siallitisisation se développent beaucoup plus aisément dans le milieu naturel sur les roches basiques* telles que le gabbro, la dolérite, le basalte... *que sur les roches granitiques.*

Conséquences pédogénétiques

L'étude expérimentale des phénomènes d'altération en conditions **humides** nous conduit finalement à opposer, d'une façon catégorique, les processus de PODZOLISATION et d'ALLITISATION que l'on se place du point de vue des facteurs de la décomposition (actifs ou passifs), de la dynamique géochimique ou même de l'évolution minéralogique.

a) Facteurs d'altération.

Si l'on considère les facteurs « actifs » tout d'abord, on remarque que ce sont les conditions **physicochimiques** (milieu acide) qui paraissent provoquer l'altération podzolique, alors que les facteurs thermohydriques (climatiques) n'interviennent que sur la *vitesse* de développement.

A l'opposé, ce sont les conditions **hydrodynamiques** et **thermiques** qui, en présence d'eau pure ou d'eau carbonique, commandent l'évolution allitique.

Ceci veut donc dire que la Podzolisation peut exister lorsque les conditions de lessivage acide sont réalisées, *quelles que soient les caractéristiques climatiques*, alors que l'allitisation exige la présence de certaines conditions de température et de drainage pour pouvoir se développer directement.

La Podzolisation ne semble pas ainsi être un phénomène strictement **zonal** (*) ⁽²⁾, tandis que l'Allitisation l'est incontestablement. C'est pourquoi la

(1) Naturellement, sauf dans l'essai acétique.

(2) Elle ne l'est qu'*indirectement* en zone boréale.

Podzolisation boréale peut exister à la surface du Globe dans les milieux tempérés humides et même dans certaines stations tropicales, alors qu'on ne trouve jamais d'évolution latéritique dans les régions septentrionales.

* * *

Si l'on aborde maintenant la question des facteurs « passifs », on constate encore que les roches-mères suivant leur *composition chimique* interviennent d'une façon opposée dans les deux types de processus. Les roches basiques (type Basalte) favorisent en effet l'Allitisation, tandis qu'elles freinent et même empêchent le développement caractéristique d'un profil podzolique ⁽¹⁾. Inversement les roches acides (type Granite) facilitent l'évolution podzolisante alors qu'elles retardent l'altération latéritique.

C'est ce qui permet de comprendre qu'à la surface du Globe, la podzolisation reste un phénomène relativement **localisé** à l'intérieur même de la zone boréale, uniforme pourtant du point de vue physicochimique et climatique, alors que l'allitisation peut dans certaines régions tropicales être un processus véritablement **généralisé**.

b) *Dynamique géochimique* (Tableau 135).

La dynamique de la silice étant analogue dans le cas de la Podzolisation et de l'Allitisation (évacuation complète), c'est donc le comportement de l'**aluminium** qui permet de distinguer nettement les deux processus : l'aluminium, extrait lors

TABLEAU 135

Comportement de l'aluminium	Élimination totale	Accumulation	
Type d'altération	Podzolisation	Allitisation	(Siallitisation)
Comportement de SiO ₂	Élimination totale		Élimination partielle
Rapport d'évacuation	Al ₂ O ₃ > SiO ₂	SiO ₂ > Al ₂ O ₃	

de la décomposition des minéraux primaires, est en effet exporté *en totalité* de l'horizon d'altération dans une évolution de type podzolique, alors qu'il s'accumule *in situ*, au moins dans sa majeure partie, lorsqu'il s'agit d'une évolution allitique.

Notons à ce propos qu'*inversement*, c'est la dynamique de la **silice** qui permet de distinguer les processus d'Allitisation et de Siallitisation : on sait que SiO₂

⁽¹⁾ Au moins dans les conditions climatiques de la zone boréale [A. A. RODDE, N. I. GORBUNOV, I. N. ANTIPOV-KARATAEV, *Communication personnelle* (1961)].

peut être *plus ou moins* évacué, suivant les conditions hydrodynamiques qui caractérisent le profil, alors que le comportement de l'alumine est tout à fait similaire (accumulation).

c) *Évolution minéralogique.*

Certes l'accumulation de certains éléments au sein de l'horizon superficiel d'altération est dans les deux cas du type RELATIF (*) [J. d'HOORE (1954)], puisqu'elle résulte du départ des autres constituants chimiques. Il n'en est pas moins vrai que les horizons éluviaux diffèrent profondément du point de vue minéralogique.

— En effet, le niveau siliceux d'accumulation représente nécessairement un stade **transitoire** au cours de l'évolution podzolique, la silice « résiduelle » continuant à être exportée au même titre que l'était la silice originelle. L'horizon siliceux est donc *génétiqument instable* par rapport aux conditions même de l'altération et ne traduit pas l'existence d'un état d'équilibre qui devrait correspondre au stade final de l'évolution. Le processus continue donc jusqu'à la solubilisation *totale* des minéraux primaires.

— Par contre, le niveau éluvial d'hydroxydes d'aluminium cristallisé se trouve en équilibre vrai, ces minéraux (de néoformation) étant parfaitement *stables* par rapport aux conditions de l'altération allitique. De ce fait, l'horizon gibbsitique correspond alors nettement, lorsque toute la silice et l'ensemble des cations basiques ont été lessivés, au stade *final* de l'évolution pédologique [**climax** (*)].

Il y a donc bien encore opposition entre les phénomènes d'Allitisation et de Podzolisation.

*
* * *

En conclusion, cette rapide vue d'ensemble a permis de faire ressortir un certain nombre de points caractéristiques relatifs au développement de la pédogenèse en conditions humides. Il reste toutefois à envisager les répercussions provoquées par le comportement du fer dans la caractérisation des processus fondamentaux.

C. — LE CAS DU FER — SES RÉPERCUSSIONS SUR LA DÉFINITION DES ARCHÉTYPES PÉDOLOGIQUES

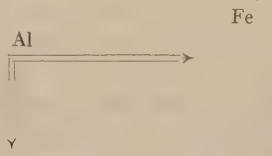
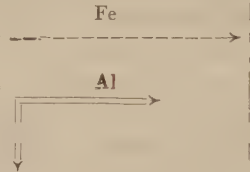
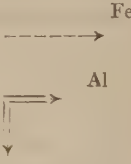
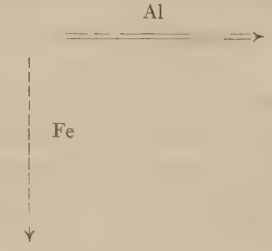
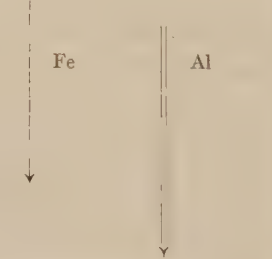
Le fer est souvent considéré en pédologie comme un élément essentiel ; cela tient avant tout au fait que l'individualisation des hydrates ferriques constitue un phénomène assez fréquent et particulièrement remarquable à la surface du Globe. Mais cela tient aussi à son analogie chimique avec l'aluminium auquel on tend à le raccrocher systématiquement (sesquioxides).

Or, nous disposons maintenant, grâce à l'étude expérimentale, d'une série de données concernant la dynamique de ces deux éléments au cours d'un certain nombre de « cas » expérimentaux (chapitre VIII) ; nous pouvons donc tenter d'apporter quelques faits précis sur le problème du fer en pédologie.

1. Dynamique comparée du fer et de l'aluminium

L'ensemble des données expérimentales concernant la dynamique du fer et de l'aluminium a été reproduit sous la forme d'un diagramme synoptique (tabl. 136).

TABEAU 136

Conditions hydrothermiques		Drainage très intense	Drainage moins intense	Drainage très intense
Aération du milieu	Agent d'altération (pH)	Température 70°C	Température 70°C	Température 20°C
Milieu aéré	Eau pure (pH = 6,0)			
Milieu non aéré (inerte ou réducteur)	Eau carbonique (pH = 4,0) Eau sulfhydrique (pH = 4,5)		Observations : ----- Fe ===== Al -----> Accumulation -----> Lessivage	
Milieu aéré	Eau acétique pH = 2,5			

On constate ainsi que, d'une part le fer et l'aluminium n'ont pas une dynamique géochimique **constamment et obligatoirement parallèle** et que d'autre part la différence de comportement, lorsqu'elle existe, peut être soit d'ordre qualitatif, soit d'ordre quantitatif.

a) *En présence d'acides faibles, inertes ou réducteurs sur le plan de l'oxydo-réduction* (eaux carboniques et sulfhydriques), le fer et l'aluminium ont un comportement géochimique **diamétralement opposé** :

L'aluminium, insensible aux conditions d'oxydo-réduction du milieu, s'accumule en totalité, ce qui est une conséquence de l'hydrolyse rapide et immédiate des carbonates et sulfures.

Par contre, le fer ferreux, soit initial, soit en provenance de la réduction aisée du fer trivalent (cas de l'essai- H_2S), est lessivé en grande quantité par suite de la solubilité, plus ou moins importante d'ailleurs, des sels correspondants.

b) *Inversement, dans d'autres conditions*, les deux éléments ont un comportement **analogue** ; toutefois ce dernier peut se traduire différemment sur le plan quantitatif ;

— Ainsi, en milieu acide fort ($\text{pH} = 2,5$), l'aluminium et le fer sont *éliminés* simultanément, même en milieu aéré. Mais, Al est beaucoup plus exporté que Fe (2,8 fois en poids), ce qui paraît correspondre au fait que l'acide acétique est un acide légèrement plus fort que l'ion Al^{3+} alors qu'il est nettement plus faible que l'ion Fe^{3+} (tabl. 137).

TABLEAU 137

Nature de l'acide	Ion Fe^{3+}	Acide acétique	Ion Al^{3+}	Acide carbonique	Acide sulfhydrique	Ion Fe^{2+}
K_1	2,2	4,8	4,9	6,4	7,0	8,3

— Par contre, en milieu neutre et aéré ($\text{pH} = 6,0$), l'aluminium et le fer ont tendance à *s'accumuler* dans le Reliquat de l'altération. Mais, si le maintien du fer est total, quelles que soient les conditions thermohydriques, l'accumulation de l'aluminium augmente sensiblement lorsque l'intensité du drainage est abaissée. La différence quantitative de comportement n'est pas due ici, comme nous l'avons vu, à des considérations strictement physicochimiques mais plutôt à des questions cristallochimiques (cf. p. 241) : la quasi-totalité de l'aluminium initial est sous forme tétraédrique et de ce fait liée à la silice ; elle a donc tendance à suivre, à l'état plus ou moins dissimulé, SiO_2 au cours de l'altération « hydrolytique ». Par contre, Fe^{III} qui se trouve le plus souvent en position octaédrique, présente une dynamique réellement en rapport avec les conditions physicochimiques du milieu.

En définitive, le comportement simultané du fer et de l'alumine dépend d'un certain nombre de conditions relatives, soit au pH du milieu, soit au potentiel redox, soit enfin à l'état cristallochimique de ces deux éléments, avec naturellement des interactions plus ou moins poussées vis-à-vis des autres facteurs (oxydation — température pour le fer, dislocation réticulaire — température pour l'aluminium...).

Si l'on se borne alors *au seul aspect physicochimique*, on peut néanmoins brosser une sorte de tableau général :

1° — EN MILIEU AÉRÉ, le fer est à l'état trivalent ou le devient au cours de l'altération. Si l'on examine le domaine d'existence des 2 cations Fe^{3+} et Al^{3+} en

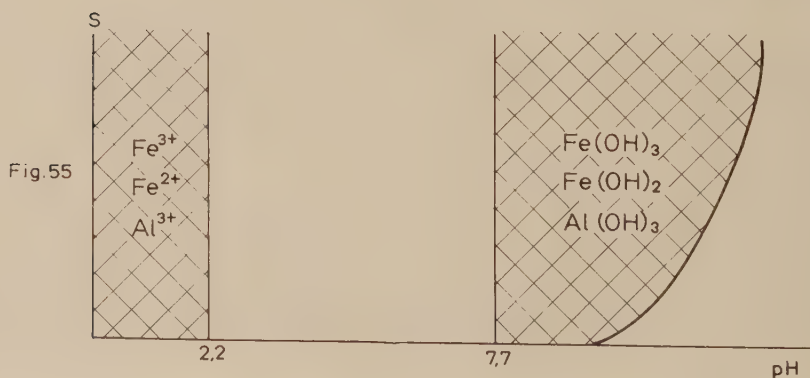
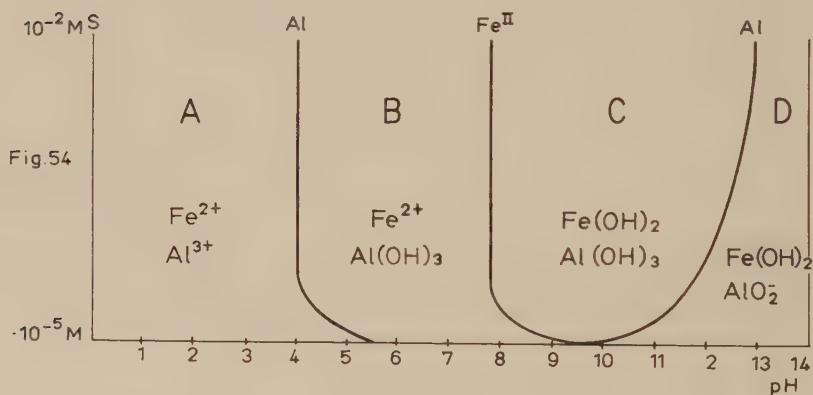
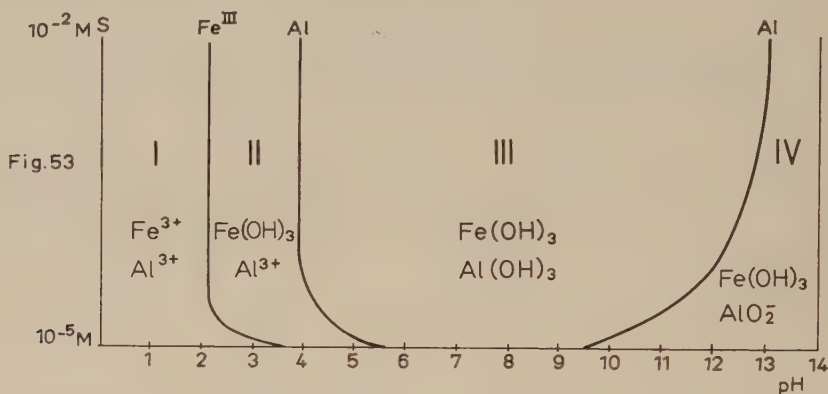


FIG. 53, 54 et 55

fonction du pH [G. CHARLOT (1957) fig. 53], il est possible de délimiter 4 zones, dont trois sont en général représentées dans le milieu naturel :

— ZONE I : Fer et aluminium sont à l'état de cations, donc susceptibles d'être *simultanément* entraînés (cas de l'essai acétique).

— ZONE II : Fe est précipité sous forme d'hydrates, alors qu'Al est encore mobile.

— ZONE III : Fer et aluminium sont *simultanément* insolubilisés à l'état d'hydroxydes (cas de l'essai hydrolytique).

2° — EN MILIEU RÉDUCTEUR, le fer trivalent est réduit au cours de la décomposition de telle sorte que dans ce cas nous n'avons affaire qu'à du fer ferreux. Il y a encore quatre zones qui peuvent être délimitées dans la gamme de pH, dont trois essentielles (fig. 54) :

— ZONE A : les deux éléments sont à l'état de cations et *simultanément* déplacés.

— ZONE B : Al est précipité sous forme d'hydroxyde alors que Fe^{2+} est encore soluble (cas de l'essai sulfhydrique et même de l'essai carbonique)

— ZONE C (elle n'existe que pour des concentrations supérieures à 10^{-4}M) : l'aluminium et le fer sont *en même temps* immobilisés sous forme d'hydroxydes.

Si l'on superpose alors les deux diagrammes (fig. 55), on constate que les deux éléments ont un comportement **identique**, *quelles que soient les conditions d'oxydoréduction du milieu*, si le pH est inférieur à 2,2 (lessivage simultané) ou supérieur à 7,7 (accumulation parallèle). Dans tous les autres cas [$2,2 < \text{pH} < 7,7$], qui recouvrent l'ensemble des données naturelles, la dynamique du fer et de l'aluminium dépend nécessairement du potentiel redox du milieu ⁽¹⁾.

2. Incidences pédogénétiques

Ces quelques considérations théoriques qui complètent les données apportées par l'étude expérimentale montrent ainsi que, suivant les conditions physicochimiques (pH — potentiel redox) de la décomposition, le fer et l'aluminium peuvent avoir des comportements analogues ou différents. Or, c'est là un problème essentiel, non pas tant si l'on se place du point de vue de la nature des processus d'altération que si l'on envisage la **définition** exacte des *archétypes pédogénétiques*.

Nous avons vu en effet dans le paragraphe précédent que le critère fondamental qui permettait de caractériser la tendance d'une évolution développée à partir de roches aluminosilicatées reposait essentiellement et même exclusivement *sur la dynamique de la silice et de l'aluminium*. Comment le comportement du fer peut-il alors s'intégrer dans les diverses éventualités? C'est ce que nous allons essayer d'examiner dans deux cas simples pris à titre d'exemples (tabl. 138)

1° — *La silice et l'aluminium libérés sont entièrement lessivés.*

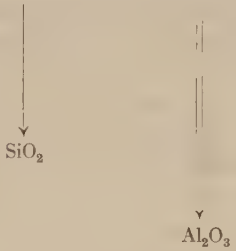
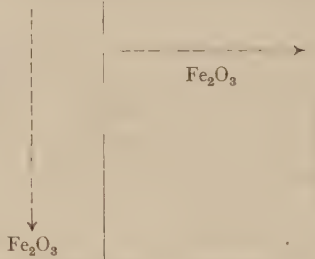
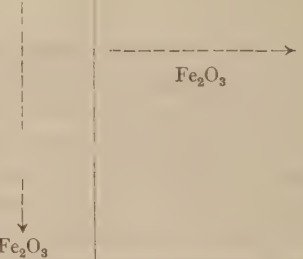
L'évolution, qui a été reproduite expérimentalement en milieu aéré par action de l'acide acétique, est donc de **tendance podzolique** (cf. p. 191). Elle aurait pu se produire de la même manière mais avec plus ou moins d'intensité, depuis les condi-

(1) Valeurs classiques pour des concentrations de 10^{-2} M. On aurait 3,5 et 9 pour des teneurs de l'ordre de 10^{-4} M.

tions très acides jusqu'à pH 5,0 environ ⁽¹⁾. Deux cas peuvent se présenter :

— Si le pH des solutions d'altération est inférieur à 3,5 *grosso modo*, le fer suivra le même comportement que l'aluminium, de telle sorte qu'apparaîtra petit à petit un niveau siliceux complètement désaluminisé et déferriqué, qui correspond à l'horizon cendreau des sols podzoliques. *Morphologiquement*, on doit arriver alors à un **PODZOL** vrai.

TABLEAU 138

Critères de définition		1 ^{er} Cas	2 ^e Cas
Critères fondamentaux	Dynamique de la silice et de l'aluminium		
	Tendance géochimique	Tendance podzolisante	Tendance allitique
Critères secondaires	Comportement du fer		
	Composition du niveau éluvial	Silice pure	Hydroxyde d'aluminium et de fer
	Type morphologique	A ₂ cendreau Podzol	Bauxite latéritique Sol ferrallitique

— Si par contre le pH est plus élevé (milieu moins acide), le Fe^{III} subira un comportement différent de l'aluminium et s'individualisera sur place sous forme d'hydrate ferrique. Dans ce cas, on obtiendra bientôt un niveau éluvial entièrement

(1) Nous raisonnons toujours sur des solutions de concentration de l'ordre de 10^{-4} M. (Cf. fig. 53).

désaluminisé, mais riche à la fois en SiO_2 résiduel et en fer ferrique. *Du point de vue morphologique*, on n'arrivera alors qu'à un sol de type OCRE PODZOLIQUE (1). C'est un état pédologique, qui est d'autant mieux développé que le milieu est plus oxydant, car en conditions réductrices le fer ferreux peut à de tels pH disparaître en même temps que l'aluminium (cf. fig. 54).

Ainsi, suivant le comportement du fer ferrique, on se trouve en présence de deux types de sols « morphologiquement » différents, alors que l'évolution podzolique, précisée grâce à la dynamique de la silice et de l'aluminium, est *identique* et aussi nettement accusée dans les deux cas.

La caractérisation de la Podzolisation basée sur un critère purement morphologique (comportement du fer) n'est donc pas assez large et doit s'intégrer ainsi dans la définition strictement *géochimique* qui est en fait beaucoup plus générale.

2° *La silice extraite est entièrement lessivée alors que l'alumine s'accumule en totalité dans les horizons d'altération.*

Cette évolution réalisée dans diverses expériences de laboratoire ($\text{pH} = 4,0$ à $\text{pH} = 6,0$) traduit alors une altération de **type allitique**.

— En atmosphère aérée et en présence d'eau pure, le fer extrait est oxydé et aussitôt précipité *in situ*, comme l'alumine, sous forme d'hydroxydes. Les deux éléments ont donc un comportement identique et s'accumulent dans l'horizon de décomposition qui bientôt ne sera plus constitué que par les hydrates de néogénèses.

La ferruginisation se superpose ainsi à l'allitisation, de telle sorte qu'on doit réellement dans ce cas parler de FERRALLITISATION (*).

— Par contre, si l'on se trouve en présence d'eau carbonique et en atmosphère non oxydante, le fer ferreux peut être lessivé en totalité. Son comportement s'opposera alors complètement à celui de l'alumine. On arrivera ainsi progressivement à l'individualisation d'un niveau éluvial *clair* composé presque exclusivement d'hydroxydes d'aluminium (essai carbonique). C'est ce qu'on peut appeler une BAUXITE latéritique (cf. p. 148) ; cette bauxite sera alors d'autant plus déferfifiée que le milieu sera plus *réducteur*, c'est-à-dire qu'il favorisera plus aisément la transformation du fer trivalent de la roche originelle en fer bivalent.

L'évolution du matériel se développe donc ici sans qu'il y ait à proprement parler ferruginisation. Néanmoins la silice et l'aluminium se comportant comme dans le cas précédent, on a affaire du point de vue *géochimique* au même processus allitique.

Conclusions

L'aluminium et le fer, qu'on groupe habituellement sous le terme général de « Sesquioxydes », n'ont un comportement similaire au cours des phénomènes pédogénétiques que dans des conditions bien définies (tabl. 138) :

— Si les deux éléments sont lessivés, on a alors affaire à la PODZOLISATION INTÉGRALE qui se poursuit d'autant mieux que les conditions sont plus **acides** et plus **réductrices**.

(1) Semipodzol de W. L. KUBIENA (1953) ; Sols ferrugineux de Taïga [N. P. NOGUINA (1956)].

— A l'opposé, si les deux cations sont insolubilisés dans le niveau d'altération sous forme d'hydroxydes **libres**, l'évolution rappelle nettement la FERRALLITISATION, *qui est, elle, d'autant plus accusée que l'ambiance est plus oxydante.*

II. — LE DÉVELOPPEMENT DES PHÉNOMÈNES D'ALTÉRATION SUPERFICIELLE

Les recherches expérimentales ont apporté, à côté des données strictement géochimiques, une série d'éléments sur la genèse des phénomènes pédologiques et en particulier sur le développement de la Ferrallitisation. Ceux-ci vont être maintenant rassemblés afin de permettre un examen succinct des trois problèmes suivants :

- 1) Le problème des seuils pédoclimatiques (zonalité).
- 2) Le problème de la différenciation verticale en pédologie
- 3) Le problème de la stabilité des néogenèses pédologiques.

A. — LES CONDITIONS DE L'ALLITISATION ET LE PROBLÈME DES SEUILS PÉDOCLIMATIQUES

1. Discussion des résultats expérimentaux

L'étude du bilan géochimique des phénomènes d'altération nous a montré en particulier (cf. p. 262) qu'une évolution de type latéritique dépendait **simultanément**

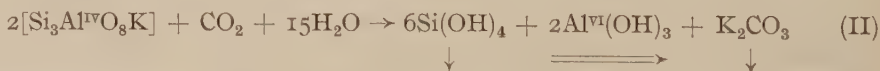
— de l'extraction et de l'évacuation de la silice d'une part,

— et de la libération et de l'individualisation « in situ » de l'alumine pure d'autre part.

Or, l'ensemble des éléments concernant le comportement spécifique de la silice et de l'aluminium en fonction des conditions physicochimiques et thermohydriques a été analysé en détail au cours du chapitre VIII (cf. p. 221 et p. 227). Il s'agit donc de tenter une sorte de mise au point générale sur les conditions de l'altération allitique.

*
* * *

a) EN PRÉSENCE DE GAZ CARBONIQUE, tout d'abord, la décomposition des minéraux, tels que l'orthose, se représente globalement, comme nous l'avons déjà vu, par la réaction (II) :



ce qui conduit aux remarques suivantes :

— La *précipitation de l'alumine*, consécutive à l'hydrolyse du carbonate, est un phénomène qui se produit **dans tous les cas**, quelles que soient les conditions naturelles de température et de drainage.

— Par contre, le drainage intervient à propos de l'élimination de la silice : il

faut en effet que ce dernier atteigne une certaine valeur (variable suivant la température) pour que l'on ait :

$$\text{Vitesse « élimination » de SiO}_2 \geq \text{Vitesse « extraction » de SiO}_2,$$

c'est-à-dire pour que tout SiO_2 extrait soit entraîné par lessivage. Dans le cas contraire, il peut y avoir siallitisisation.

Ainsi, en présence de CO_2 , il y a *pour chaque température*, une valeur de drainage **limite** (limite inférieure), qui seule permet une évolution de type allitique (évacuation minima de la silice extraite). Mais cette valeur augmente systématiquement au fur et à mesure que la température s'élève, c'est-à-dire que l'extraction de SiO_2 augmente (fig. 56).

Il ne semble donc pas dans ces conditions que le phénomène admette une limite supérieure de drainage qui pourrait éventuellement bloquer son apparition.

b) EN PRÉSENCE D'EAU PURE, le problème se présente différemment, car la décomposition et en même temps l'*accumulation de l'alumine* « in situ » dépendent **à la fois** de la température et du drainage.

— Nous avons vu en effet que pour une température peu élevée, la décomposition hydrolytique était faible et qu'elle se traduisait essentiellement par l'apparition de quelques ions complexes aluminosiliciques.

Avec un drainage intense, ceux-ci sont entraînés immédiatement de telle sorte que la petite quantité d'aluminium extrait est évacuée en totalité. Il n'y a donc pas allitisation dans ce cas.

Mais si le drainage est faible, les éléments complexes peuvent alors évoluer sur place avec libération des constituants et en particulier de l'aluminium. Dans ce cas, comme la silice est elle-même peu évacuée, le recombinaison peut alors se produire *in situ* avec édification de néogenèses phylliteuses. On se trouve ainsi dans le domaine de la siallitisisation.

— Par contre, lorsque la température est plus élevée, la dissociation hydrolytique est importante. Une certaine valeur de drainage est alors nécessaire pour que **toute** la silice extraite soit immédiatement évacuée (allitisation). Mais si le drainage devient trop intense, les ions complexes aluminosiliciques n'ont pas le temps de se disloquer dans le niveau éluvial, de telle sorte qu'une quantité d'aluminium de plus en plus considérable peut être éliminée des horizons superficiels.

Ainsi semble se dessiner, en l'absence de CO_2 et pour chaque température, une zone de drainage (limitée par 2 seuils), qui seule permettrait une évolution de type allitique. C'est ce qui a été représenté « schématiquement » dans le diagramme de la la figure 57.

c) On peut maintenant essayer de comparer les conditions « carboniques » et « hydrolytiques » de l'allitisation en abordant le problème par l'intermédiaire de l'extraction « potentielle » de la silice *dans l'un et l'autre cas*. On sait en effet [et E. C. KABANOVA (1960) l'a bien montré expérimentalement] que, *par rapport à l'eau pure*, l'eau chargée en CO_2 favorise sensiblement l'extraction de SiO_2 en valeur absolue à *n'importe quelle température*. Dans ces conditions, le minimum de drainage nécessaire à l'allitisation carbonique est, pour chaque température, supérieur au

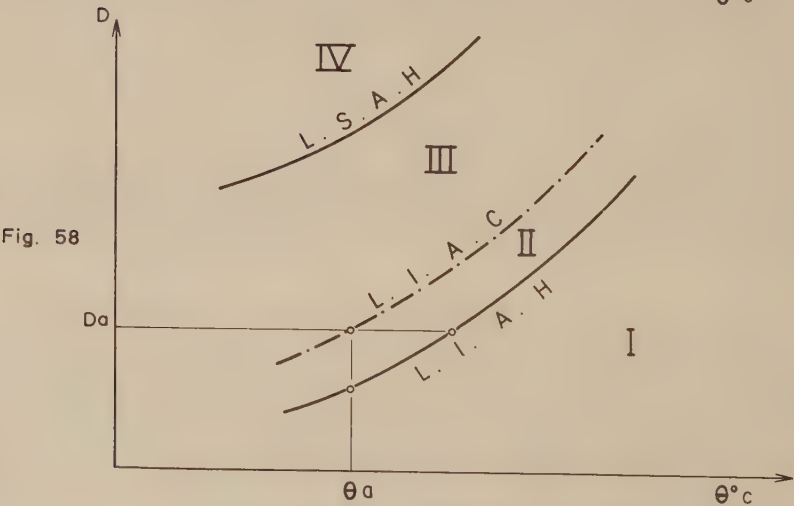
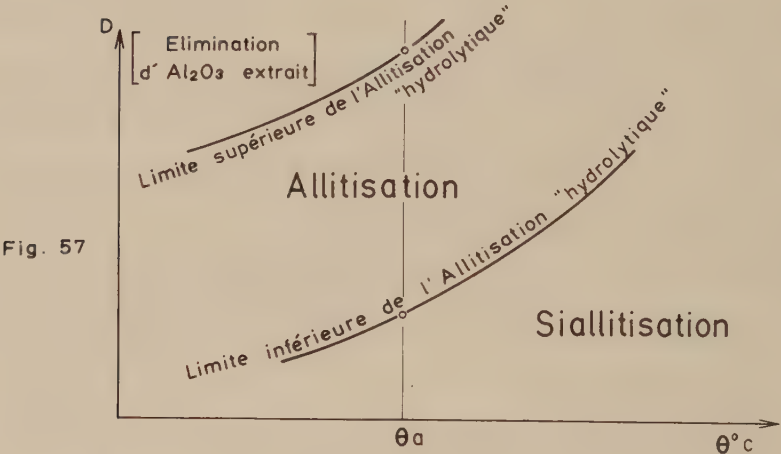
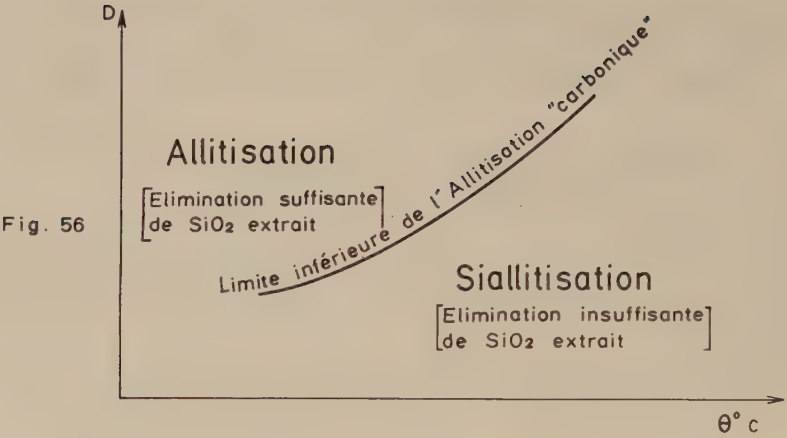


FIG. 56, 57 et 58

minimum indispensable à l'allitisation « hydrolytique ». L'allure générale des phénomènes peut donc être schématisée sous la forme du graphique de la figure 58.

L'étude de ce graphique montre alors aisément que :

— pour un drainage donné, l'allitisation nécessite une température d'altération *d'autant moins élevée* qu'il y a plus de CO_2 dans l'eau.

— Mais que par contre, pour une température donnée, elle exige un drainage *d'autant plus intense* que l'eau d'altération est plus riche en CO_2 .

Ceci revient finalement à dire que pour démarrer, toutes choses étant égales par ailleurs, *l'allitisation « carbonique » exigerait des drainages plus abondants mais des températures moins élevées que l'allitisation « hydrolytique ».*

2. Conséquences génétiques

D'après les considérations précédentes, la présence de gaz carbonique dans l'atmosphère permettrait en somme de déplacer « climatiquement » les zones d'allitisation à la surface du Globe :

Le diagramme synthétique (fig. 58) fait apparaître, en effet, 4 zones hydrothermiques (climatiques) qui correspondent ainsi à une tendance évolutive bien déterminée.

— ZONE I : L'allitisation est impossible, que la décomposition se fasse sous l'action de l'eau pure ou de l'eau carbonique, car les conditions sont telles que l'élimination de SiO_2 est toujours insuffisante pour permettre une altération latéritisante (Siallitisation).

— ZONE II : L'allitisation « hydrolytique » est alors seule possible. En présence de CO_2 en effet, les drainages ne sont pas suffisamment élevés pour provoquer l'exportation complète de la silice extraite ; on reste donc encore dans le domaine de la siallitisation.

— ZONE III : L'allitisation se développe *que l'on soit ou non en présence de CO_2* ; le phénomène ne pose alors plus de problème génétique.

— ZONE IV : L'allitisation reste encore possible *mais seulement sous l'action du gaz carbonique*. Avec de l'eau pure, les conditions climatiques sont telles dans cette zone que l'aluminium passe avec la phase migratrice et est éliminé abondamment.

*
* *
*

A la lueur de ces indications, il est difficile de dire maintenant que CO_2 est l'agent spécifique de la Latéritisation comme certains auteurs l'ont pensé [J. M. CAMPBELL (1917) — E. C. MOHR (1944) — J. VAN SCHUYLENBORGH (1959) (1961)]. Il n'en reste pas moins que dans les zones tropicales normales, il peut intervenir **efficacement**. C'est d'ailleurs ce qui doit souvent se passer puisque la minéralisation de la matière organique est alors très intense et qu'elle produit ainsi des quantités notables de CO_2 (cf. p. 182) [J. VAN SCHUYLENBORGH (1961) — Y. DOMMERGUES (1962)].

D'un autre côté, sur le plan pétrogénétique, un certain nombre de géologues ont fait du gaz carbonique l'agent exclusif de la Bauxitisation [V. T. ALLEN (1935-1960) — G. SABOT (1952) — H. R. HOSE (1959)]. L'expérimentation nous

montre maintenant que ceci n'est pas toujours vrai, mais que ce n'est pas là non plus chose impossible (Zone IV par exemple) en admettant que l'atmosphère ait été à certaines époques bien plus riche en CO_2 qu'elle ne l'est de nos jours. Tout ce que l'on peut dire actuellement, c'est que dans cette éventualité, l'allitisation aurait pu alors être beaucoup plus *généralisée* puisqu'en présence de gaz carbonique, le phénomène ne semble pas admettre de limite climatique supérieure. Elle aurait donc pu se développer très aisément, non seulement dans des régions normales mais aussi dans des contrées *beaucoup plus chaudes et plus humides* que les zones tropicales actuelles.

* * *

Les indications précédentes restent encore très sommaires ; elles montrent néanmoins combien il faut être prudent lorsqu'on aborde en pédologie le problème des seuils climatiques et en géologie la question des paléoclimats et des formations corrélatives.

B. — LA DIFFÉRENCIATION VERTICALE EN MILIEU FERRALLITIQUE — ZONATION PÉDOGÉNÉTIQUE

L'altération expérimentale provoquée par la seule action de l'eau *pure* (milieu abiotique) et en présence d'une atmosphère aérée, a conduit au laboratoire à une évolution générale de type ferrallitique (chapitres IV et VIII). Si l'on représente les différents résultats obtenus à ce sujet suivant la disposition « étagée » indiquée dans le tableau 139, on est amené à envisager un certain aspect du problème de la latéritisation en conditions strictement « hydrolytiques » ; c'est celui qui traite du développement du processus et en particulier de la **répartition** géochimique et minéralogique du fer et de l'aluminium *le long d'une même verticale d'altération*.

1. Différenciation géochimique verticale

Lorsque le drainage est très intense et l'oxydation violente, comme cela se passe en zone atmosphérique, l'alumine a été partiellement déplacée alors que le fer se maintient intégralement. Dans de telles conditions, le niveau superficiel d'altération ferrallitique a eu tendance à s'enrichir en fer (accumulation « relative ») *au détriment de l'aluminium*.

Cependant, l'expérience a montré que ce dernier élément n'allait pas très loin avec les eaux de lessivage. Dès qu'il arrive en effet dans la zone de fluctuation phréatique, il peut se déposer : il précipite alors d'autant plus aisément que le niveau est plus bas ou encore que le contact est plus long, ce qui revient à dire que l'intensité du drainage est plus affaiblie.

Ainsi, une hauteur de battement de la nappe d'une quinzaine de centimètres au maximum a suffi expérimentalement à provoquer une précipitation relativement importante de l'aluminium. On a donc là une zone où l'accumulation de l'alumine est de type « absolu » puisqu'il y a enrichissement *par rapport à la roche originelle*. Dans ces conditions, si le phénomène s'était poursuivi pendant un certain temps, on aurait pu à la longue espérer obtenir une DIFFÉRENCIATION VERTICALE assez nette au sein même de la zone d'altération latéritique, avec un horizon de surface à

forte teneur en hydrates de fer surmontant un niveau sous-jacent enrichi en hydroxyde d'aluminium. Cette différenciation aurait été due alors à la variation des **seules** conditions **hydrodynamiques** et en particulier *au ralentissement assez brutal de la percolation* par suite de la présence d'un niveau phréatique fluctuant.

TABLEAU 139

Conditions hydrodynamiques		Aluminium		Fer		Types d'accumulation
Zones expérimentales	Intensité du drainage	Comportement dynamique	Nature des néogénèses	Comportement dynamique	Nature des néogénèses	
Zone atmosphérique	Très rapide	Maintien partiel → Lessivage partiel	Boehmite $AlO \cdot OH$	Maintien total ($Fe^{II} \rightarrow Fe^{III}$)	Stilpnosidérite Fe_2O_3, nH_2O	Zone d'accumulation « relative » en fer
Zone de fluctuation phréatique	Moins rapide	↓ Accumulation	Gibbsite $Al(OH)_3$	Maintien total	Goethite FeO_2H	Zone d'accumulation « absolue » en alumine

Le mécanisme mis en évidence expérimentalement permet ainsi d'éclaircir très simplement un type de superposition que l'on retrouve souvent dans les gisements de bauxites latéritiques [cas des latérites sur syénites néphéliniques — Iles de Los (Guinée) — où G. MILLOT et M. BONIFAS (1955) avaient été amenés par raisonnement *isovolumétrique* à constater un apport réel d'alumine ; tableau 140 d'après M. BONIFAS (1959)].

CONCLUSIONS

Lorsque l'intensité du drainage est *trop élevée*, la décomposition hydrolytique permet un lessivage de l'aluminium en quantité non négligeable. Cet élément peut donc être relativement *mobile* dans certaines évolutions latéritiques, ce qui est en parfait accord avec les dépôts de veines, diaclases et cavités que l'on trouve dans la plupart des gisements de Bauxites du milieu naturel, soit de type latéritique [M. J. GORDON et al (1958) (Arkansas) ; V. T. ALLEN (1952) (Géorgie)], soit de type « terra rossa » [G. de WEISSE (1948) (Europe Centrale)]. De ce fait, il paraît impossible d'utiliser sur le terrain le raisonnement « isolumine » de S. S. GOLDSCH (1938) sans risque d'erreur grossière.

Mais l'aluminium déplacé dans ces conditions ne peut cependant aller bien loin car il est assez sensible aux variations des caractéristiques hydrodynamiques le long

du profil. Dès que le ralentissement de la circulation est suffisant (ce qui est dû dans la plupart des cas à l'apparition d'une **nappe par engorgement temporaire**), l'alumine en effet se dépose ce qui enrichit peu à peu la zone de battement.

TABLEAU 140

Teneurs (en %)	Aluminium		Fer	
	Al ₂ O ₃	Gibbsite Al(OH) ₃	Fe ₂ O ₃	Goethite FeO ₂ H
Cuirasse rouge superficielle (épaisseur 3 m)	44,5	60	23,3	20
Bauxite latéritique rose (épaisseur 10 m)	58,5	90	6,9	10
Roche-mère saine (Syénite néphélinique).	17,5	0	6,4	0

En définitive, il n'est donc pas indispensable de faire appel à une action physico-chimique particulière (cf. p. 148) pour comprendre la genèse des Bauxites pures (le gaz carbonique, qui dissocie l'alumine du fer par déplacement exclusif de ce dernier, entraînerait d'ailleurs une disposition verticale *inverse* à celle décrite précédemment), pas plus qu'il n'est nécessaire de faire appel à un mouvement « per ascensum » du fer au cours de la saison sèche pour expliquer la carapace ferrugineuse qui sert habituellement de toit au niveau des Bauxites latéritiques (tabl. 140).

2. Distribution minéralogique verticale (Zonation)

La comparaison des néogenèses latéritiques obtenues dans les deux niveaux de l'altération expérimentale permet de noter, en outre, un étagement régulier des hydrates de fer et d'aluminium individualisés dans le profil (tabl. 139).

— Dans la zone atmosphérique (niveau *supérieur*) où le drainage est très rapide et l'oxydation violente, le fer et l'alumine apparaissent *in situ* sous forme de **Stilpnosidérite** Fe₂O₃, *n*H₂O amorphe et de **Boehmite** AlO.OH.

— Dans la zone phreatique (niveau *inférieur*) par contre, où le drainage est moins rapide et l'oxydation beaucoup plus faible, les deux éléments précipitent lentement à partir des solutions diluées de l'altération et cristallisent alors sous forme d'hydroxydes, **Goethite** FeO₂H et **Gibbsite** Al(OH)₃.

Ainsi, une variation assez brutale des caractéristiques hydrodynamiques, en influant directement sur la vitesse de drainage et sur les conditions d'aération, a entraîné expérimentalement une différenciation minéralogique verticale qui se traduit par la superposition de deux étages bien distincts.

Ceci nous conduit alors aux remarques suivantes :

a) La paragenèse « Gibbsite — Goethite » de la zone expérimentale inférieure est classique dans les régions latéritiques du Globe terrestre où elle caractérise non seulement la zone de battement de la nappe [J. M. CAMBEPLI, (1917) — J. B. HARRISSON (1933)], mais encore les niveaux **superficiels** [tabl. 140 d'après M. BONIFAS

(1959) — R. MAIGNIEN (1958)]. C'est là une observation qui tendrait alors à montrer que la vitesse d'infiltration des eaux climatiques et la perméabilité des formations de surface ne sont *jamais* dans le milieu naturel tropical, aussi élevées que celles réalisées expérimentalement au sein de la zone atmosphérique à « Boehmite — Stilpnosidérite ». Par contre, l'intensité naturelle du drainage superficiel se rapprocherait davantage de celle, beaucoup plus faible, obtenue grâce à l'existence d'une nappe temporaire et fluctuante dans la zone phréatique des essais où l'altération a été caractérisée par l'association « Gibbsite — Goethite ».

b) Sur un plan plus général la superposition expérimentale de minéraux différents, tels que Boehmite/Gibbsite pour l'aluminium, montre aussi toute l'influence que les conditions hydrodynamiques peuvent avoir sur la nature des néogénèses en équilibre *le long d'un profil donné*. On arrive en effet à concevoir une sorte de ZONALITÉ VERTICALE [zonation (*)], c'est-à-dire à penser que l'évolution minéralogique peut être au départ *différente* sur une même verticale par suite d'une simple variation des caractéristiques hydriques en fonction de la *profondeur*. On connaît par exemple la superposition classique Gibbsite/Kaolinite dans les régions tropicales actuelles. Mais on a pu mettre en évidence aussi dans les écorces d'altération ancienne des « toposéquences » encore plus développées : Kaolinite/Illite sur Granite en Ukraine (V. P. PETROV). — Gibbsite/Kaolinite/Montmorillonite sur Basalte (A. P. NIKITINA) et Goethite/Berthiérine (Fe^{III})/Nontronite sur Serpentinite dans l'Oural (I. A. RUKAVISHNIKOVA).

C'est là un fait pédologique qui paraît fondamental ; il tend à montrer en effet, grâce aux données de laboratoire, que **seule la zone supérieure d'un profil d'altération est réellement en concordance avec le climat du milieu considéré**. Plus bas, les conditions texturales et structurales des niveaux peuvent être telles qu'elles provoquent un *changement* très sensible dans le rythme de la circulation des eaux. L'équilibre cristal-ochimique superficiel est alors modifié avec apparition de néogénèses différentes qui ne sont plus la résultante *directe* des paramètres climatiques, mais qui sont en équilibre avec les conditions hydriques du niveau considéré.

Or, on sait à ce sujet, que *pour un profil donné*, les caractéristiques hydrodynamiques des zones profondes sont, en général, **moins** intenses que celles existant au sein des niveaux superficiels ; elles peuvent ainsi correspondre à celles réalisées près de la surface dans d'autres régions du Globe et en particulier sous des climats *moins* humides. Il est donc normal, dans ces conditions, que la ZONATION MINÉRALOGIQUE VERTICALE, qui caractérise certaines stations pédogénétiques, reproduise exactement la ZONALITÉ MINÉRALOGIQUE LATITUDINALE de la surface du Globe. C'est ce qu'on peut schématiser sous forme du diagramme général ci-après (fig. 59).

* * *

Cette étude montre ainsi, combien les conditions structurales⁽¹⁾, si difficiles à apprécier dans le milieu naturel, sont importantes à considérer dans les phénomènes d'altération, par suite de leur action **directe** sur les caractéristiques hydriques des niveaux successifs d'un profil donné. La notion globale de *Drainage climatique* est

(¹) Le mot « structural » étant pris dans son sens pédologique. — L'état structural, qui résulte du mode d'assemblage des agglomérats terreux, « détermine la circulation de l'air, de la chaleur, de l'eau, ainsi que le stockage de celle-ci » — [S. HÉNIN et al (1960), *Le Profil cultural* — SEIA 320 p.].

ZONALITE MINÉROLOGIQUE LATITUDINALE

Influence des conditions hydroclimatiques

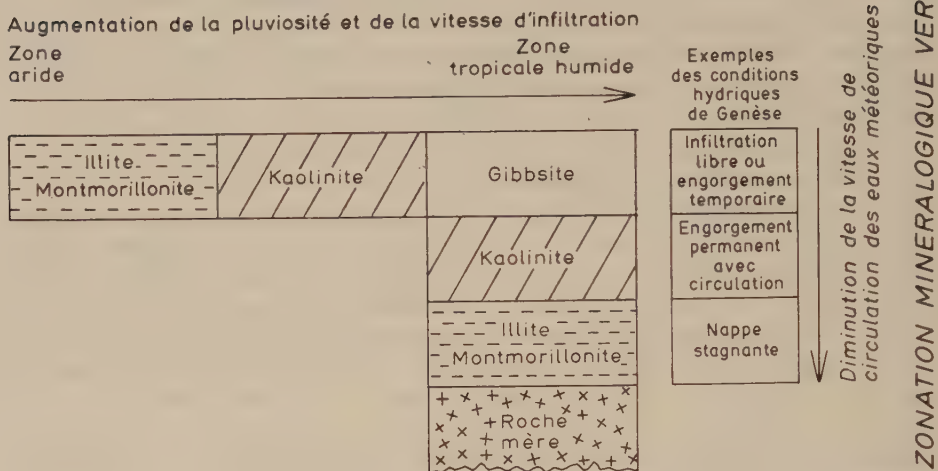


FIG. 59

donc insuffisante pour comprendre réellement tous les phénomènes de décomposition et de néogénèse qui peuvent se produire le long d'une même verticale d'altération.

C. — LA STABILITÉ DES NÉOGENÈSES PÉDOLOGIQUES ET LE RÔLE DU FACTEUR TEMPS

Nous avons vu en étudiant les bases géochimiques de la pédogenèse (cf. p. 259) que dans certaines conditions, les cations amphotériques (Al — Fe) pouvaient se maintenir intégralement au sein de la zone d'altération, alors que la silice et les cations basiques étaient éliminés plus ou moins abondamment et suivant un rythme plus ou moins rapide. Il y avait alors possibilité de néogénèse éluviale.

Deux éventualités paraissent se présenter dans ce cas qu'il convient maintenant d'analyser :

a) Si l'évacuation de la silice et des cations basiques est intense, comme cela a été reproduit expérimentalement, il ne reste bientôt dans l'horizon d'altération que de l'aluminium et du fer qui s'individualisent rapidement *in situ* sous forme d'hydroxydes, dont la néoformation est alors **PRIMAIRE** (Gibbsite — Goethite). C'est la **Ferrallitisation**. Dans ces conditions, lorsque toute la silice a été éliminée du niveau d'altération, c'est-à-dire lorsque la décomposition du matériau originel est terminée, le climax (*) géochimique est réellement atteint. L'action météorique peut alors se poursuivre ; elle n'aura probablement aucune influence (puisque l'aluminium et le fer sont de toute façon maintenus) sur le niveau éluvial. La nature de ce dernier ne pourra donc subir de modification, même si l'influence climatique continue indéfiniment.

Ainsi, la Ferrallitisation **directe** qui se traduit par l'évacuation rapide de la silice et des bases, aboutit à la formation éluviale de néogénèses (Hydroxydes) qui sont *génétiquement stables* dans les conditions de l'altération et qui, de ce fait, paraissent insensibles à l'action du temps.

b) Si, par contre, l'évacuation de la silice et des bases est « relativement » faible, la quantité d'éléments « exportables » comme SiO_2 et le magnésium, qui sont partiellement maintenus dans l'horizon d'altération (en même temps d'ailleurs que la totalité des sesquioxydes), est telle qu'il peut se constituer *in situ* des néoformations éluviales *silicatées*. Ce sont généralement des phyllosilicates *alumineux* (Montmorillonite — Illite — Kaolinite) ou des argiles *magnésiennes* (Saponite par exemple) comme cela a été réalisé expérimentalement (cf. p. 209).

Que devient alors le matériau d'altération, lorsque la roche originelle aura été entièrement « phyllitisée » ? L'action météorique se maintenant, il n'y a aucune raison pour que la tendance géochimique *déterminée par le climat* s'arrête à cet instant. La silice et le magnésium en particulier continueront à être exportés régulièrement (cf. p. 255 — le cadre géochimique) et cette élimination ne pourra se faire alors **qu'aux dépens des néogénèses du premier stade**. Celles-ci vont donc normalement se détruire petit à petit, soit jusqu'à la solubilisation complète dans le cas des silicates magnésiens, soit jusqu'à l'apparition de nouveaux minéraux moins siliceux dans le cas des silicates alumineux, puis d'hydroxydes d'aluminium purs, lorsqu'à la longue la désilicification sera totale.

En définitive, quand l'élimination des éléments « potentiellement » exportables est plus faible que celle caractérisant une Ferrallitisation directe, l'altération se traduit tout d'abord par l'individualisation de néoformations silicatées génétiquement instables par rapport aux conditions de la décomposition ; elles sont donc transitoires et doivent normalement disparaître si l'action météorique initiale se poursuit pendant un certain temps. Il en résulte alors une véritable **DIAGENÈSE climatique** (cf. p. 254), qui peut-être d'ailleurs plus ou moins rapide, pour des conditions identiques, suivant que les minéraux secondaires transitoires sont plus ou moins résistants : Les phyllites ferromagnésiennes très fragiles, puisque *tous* les constituants font partie de la phase migratrice, sont réellement **instables**, tandis que les argiles alumineuses, qui sont plus résistantes et qui, de ce fait, exigent un temps infiniment plus long pour se disloquer, peuvent être considérées comme **métastables**. Quoiqu'il en soit, *lorsque la période d'action est suffisamment longue*, l'évolution par stades successifs intermédiaires, semble devoir néanmoins aboutir à un état latéritique aussi net que celui obtenu d'emblée sous des climats beaucoup plus agressifs. On dira simplement que dans ce cas, la Ferrallitisation a été **indirecte** [ce qui est en parfait accord avec les conceptions de B. B. POLYNOV (1937)] ou encore qu'elle est restée pendant très longtemps à l'état *potentiel*.

Conclusions

En associant ces dernières remarques sur la ferrallitisation aux observations antérieures relatives à l'évolution minéralogique au cours de la podzolisation, on arrive finalement à formuler les conclusions suivantes (tabl. 141) :

— Il existe des processus, tels que la Podzolisation et la Ferrallitisation *sensu*

stricto, qui peuvent apparaître *directement* lors d'une altération climatique, et dont la *nature géochimique* est alors insensible à l'action du temps. Ce sont donc des processus qui tendent à se développer convenablement au cours de périodes relativement courtes et qui, de ce fait, semblent être réellement à une *échelle de temps « pédologique »*.

TABEAU 140

Processus <i>fonda- mental</i>	Caractéristiques minéralogiques de l'horizon d'altération		Stabilité de l'horizon d'altération	Nature des matériaux du stade final	Méca- nisme	Échelle du temps de la genèse
Podzoli- sation	Horizon <i>résiduel</i> sans néogenèse		Résidu siliceux instable	Dissolution → O totale	<i>direct</i> (podzoli- sation s. s.)	Échelle pédolo- gique
	Présence de néo- génèses éluviales	transi- toires	Phyllites (Mg-Fe) = instables Phyllites (Al) = métastables	Diagenese → Hydro- climatique xydes (Al-Fe)	<i>indirect</i>	Échelle géolo- gique
Ferralli- tisation		défini- tives	Hydroxydes (Al-Fe) = stables	Hydroxydes (Al-Fe)	<i>direct</i> (Ferralliti- sation s. s.)	Échelle pédolo- gique

— A l'opposé, la Ferrallitisation *indirecte* exige la présence continue de la **même** action climatique pendant des périodes extrêmement longues, *probablement de l'ordre du million d'années*. Dans ces conditions, seuls les minéraux de première néoformation [siallitisisation — simatisation (*)] représentent le stade pédologique [**para-climax** (*)]. Par contre, les hydroxydes du stade terminal (climax) sont les témoins d'une action de longue durée ; leur genèse se trouve être alors à une *échelle de temps « géologique »*.

On se rend compte ainsi combien les possibilités génétiques peuvent être les plus diverses lorsqu'à la surface du Globe on est mis en présence d'un simple profil latéritique.

CHAPITRE X

CONSÉQUENCES SÉDIMENTOLOGIQUES DE L'ÉTUDE EXPÉRIMENTALE — LE BILAN GÉOCHIMIQUE EXOGÈNE

PRÉAMBULE

Le problème de l'altération géochimique des roches de surface est, comme nous l'avons remarqué au début de cette étude (cf. p. 24), rattaché dans le milieu naturel au CYCLE DE L'EAU par l'intermédiaire des quatre phases successives = Pluviosité — Infiltration et Drainage — Accumulation — Évaporation. Les deux premières phases, qui constituent le point de départ des phénomènes de la Géochimie exogène, provoquent en effet une **ségrégation** des différents éléments de la lithosphère (processus pédologiques) : une partie reste alors sur place dans les horizons d'altération (phase résiduelle ou Reliquat), tandis que l'autre (phase migratrice ou Lessivat) est éliminée en solution avec les eaux de drainage. Le Lessivat de la décomposition superficielle se présente ainsi comme la phase *complémentaire* de tout processus d'altération (cf. p. 26).

Une **corrélation géochimique** peut donc être normalement établie entre les phénomènes pédogénétiques éluviaux et les phénomènes qui se rattachent à la phase migratrice.

* * *

Dans les conditions naturelles, le milieu où se produit l'accumulation des éléments exportés au cours de l'altération, est plus ou moins éloigné de la zone éluviale :

— Lorsque la forme d'évacuation est assez peu stable et que l'action de lessivage est éphémère, dans le temps et dans l'espace, l'accumulation peut alors se réaliser au sein d'un niveau très proche de la zone drainée. C'est le cas notamment de l'*Illuviation pédologique*, qui caractérise par exemple le phénomène podzolique (*alios-orstein*) et plus généralement les processus d'altération de type « biochimique », qui sont très sensibles aux conditions du milieu.

— Par contre, dès que les composés mobiles sont plus stables ou que l'action de lessivage se maintient beaucoup plus longtemps, l'entraînement peut alors se poursuivre très loin de la zone de départ et même atteindre, dans ces conditions, les bassins de déversement par l'intermédiaire des différents collecteurs de la région. Ces bassins

qui sont, soit endoreiques (appareil évaporatoire continental), soit exoreiques (milieu océanique classique) constituent ainsi les types de milieux où se déroulent, après un temps plus ou moins long, les phénomènes de la phase **finale** du cycle exogène.

Les conditions physicochimiques engendrées dans les milieux récepteurs, par suite du déversement continu d'éléments en solution et de la concentration qui en résulte, sont plus ou moins favorables à un certain nombre de réactions de précipitation qui peuvent alors conduire à des néogénèses « hydrogéniques » (*). Celles-ci, édifiées à partir des *seuls* éléments provenant de la phase migratrice soluble de la pédogénèse, sont ainsi réellement de type sédimentologique. Ce sont donc elles qui, en définitive, caractérisent la sédimentation pendant les périodes dites « biostatiques » [H. ERHART (1956)] de l'histoire géologique du Globe terrestre.

*
* *

Au cours de l'étude de laboratoire, les éléments lessivés en présence de conditions expérimentales variées se sont toujours déversés régulièrement et concentrés progressivement, à la température de 100°C, dans le milieu aqueux du récepteur intérieur ; celui-ci présente donc à *échelle réduite* les caractéristiques essentielles de certains bassins d'accumulation que l'on rencontre à la surface du Globe et en particulier des bassins fermés, relativement concentrés et disposés assez près des zones d'altération.

Dans ces conditions, il semble maintenant utile de rappeler les différentes formes d'accumulation obtenues au sein des lessivats expérimentaux, afin de procéder tout d'abord à un certain nombre de comparaisons vis à vis des sédiments chimiques du milieu naturel et de façon à établir, ensuite, quelques corrélations générales entre les processus d'altération pédogénétique et les types sédimentologiques.

I. — MODALITÉS EXPÉRIMENTALES DE L'ACCUMULATION SÉDIMENTOLOGIQUE

INTRODUCTION : PRINCIPAUX TYPES DE LESSIVATS EXPÉRIMENTAUX D'ORIGINE CRISTALLINE — CARACTÉRISATION GÉOCHIMIQUE

L'étude comparative des eaux de lessivage obtenues au laboratoire par altération des roches cristallines (tableaux récapitulatifs IIO et IIII) permet tout d'abord de faire un certain nombre de remarques générales :

— En premier lieu, la silice et les cations basiques étant éliminés quel que soit le processus pédogénétique mis en jeu, on aboutit *toujours* à des lessivats qui contiennent une plus ou moins grande proportion de silice, d'alcalins et d'alcalinoterreux.

— Par contre, les sesquioxides n'étant exportés que dans des conditions expérimentales bien particulières, les lessivats d'altération pourront en contenir *abondamment* ou *ne pas en contenir du tout* suivant les facteurs physicochimiques qui président à la décomposition.

Si l'on fait alors une synthèse générale des différentes données apportées par les études de laboratoire, on arrive ainsi à distinguer trois grandes catégories de lessivats

expérimentaux, suivant la répartition géochimique des groupes d'éléments : SiO_2 — R_2O_3 — Bases, au sein de la phase migratrice de la Pédogenèse.

* * *

— La première catégorie est représentée par les lessivats obtenus par altération *en présence d'eau pure* : ils sont caractérisés à la fois par une absence **totale** du fer et des anions classiques de la Géochimie exogène (CO_2 , NO_2 , SO_3 , $\text{Cl}\dots$) De ce fait, ils sont constitués presque exclusivement par de la silice et des cations basiques.

Si l'on étudie alors la répartition entre ces deux groupes d'éléments, on constate qu'il y a toujours un *déséquilibre génétique* nettement accusé entre SiO_2 et les Bases : C'est la SILICE qui joue dans ces lessivats le rôle **majeur**, alors que le magnésium et le calcium peuvent être considérés comme des éléments secondaires. C'est pourquoi

les rapports $\frac{\text{SiO}_2}{\text{MgO}}$ et $\frac{\text{SiO}_2}{\text{MgO} + \text{CaO}}$ sont nettement élevés. (tabl. 142).

— La 2^e catégorie est représentée par les lessivats *carboniques* et *sulfhydriques*. Dans cette catégorie, si généralement le fer ferrique est encore absent, il faut noter toutefois la présence d'ions ferreux (Fe^{II}) et d'anions classiques (CO_2 — SO_3 ou S) au sein des solutions. En outre, le déséquilibre Silice/Cations basiques est beaucoup moins accusé, par suite de l'élimination plus importante du magnésium et du calcium au cours de ces types d'altération. Le rapport $\frac{\text{SiO}_2}{\text{MgO}}$ ou $\frac{\text{SiO}_2}{\text{MgO} + \text{CaO}}$ est ainsi nettement moins élevé que dans le cas précédent (tabl. 142).

Ce sont donc le CALCIUM, le MAGNÉSIUM et accessoirement le Fer ferreux qui jouent ici le rôle prépondérant.

TABLEAU 142

Essais sur Basalte	$\frac{\text{SiO}_2}{\text{Bases}}$	$\frac{\text{SiO}_2}{\text{MgO}}$	$\frac{\text{SiO}_2}{\text{MgO} + \text{CaO}}$	$\frac{\text{SiO}_2}{\text{MgO} + \text{FeO}}$
Lessivat-eau pure	3,3	38,0	14,5	38,0
Lessivat carbonique	1,9	5,0	2,3	2,1

— Enfin, le 3^e catégorie est représentée par le lessivat de l'altération acétique qui est, avant tout, caractérisé par la présence de sesquioxides et d'anions organiques. On a donc affaire là à un type de lessivat **acide**, où l'ALUMINIUM et le FER jouent un rôle essentiel alors que les autres éléments présents, tels que la silice et les bases, deviennent secondaires.

* * *

En conclusion, l'altération expérimentale des roches **crystallines** a abouti dans tous les cas, à des lessivats contenant de la silice et des cations basiques. Cependant, suivant le processus mis en jeu, le rôle majeur au sein des eaux de drainage est assigné

à l'un ou à l'autre des trois groupes d'éléments. On a ainsi été amené à distinguer au laboratoire trois TYPES GÉOCHIMIQUES de lessivats « cristallins » (tabl. 143)

— les eaux *siliceuses*, où la silice est l'élément prépondérant.

— les eaux *calcomagnésiennes* contenant encore beaucoup de SiO_2 , mais où le magnésium et le calcium sont devenus relativement importants;

— Enfin, les eaux *aluminoferrifères*, très *acides*, caractérisées par la présence d'une quantité notable de sesquioxides en solution.

Or, les trois types de lessivats, tels qu'ils viennent d'être définis, ont engendré au cours des recherches successives trois catégories bien déterminées et parfaitement homogènes de sédiments « expérimentaux » (tabl. 143). Ce sont :

— Les formations siliceuses

— Les sédiments argileux de néogène

— les formes d'accumulation acide.

Il nous faut donc maintenant les étudier séparément en essayant, dans chacun des cas, d'indiquer les modalités de la transposition au sein du milieu naturel.

TABLEAU 143

Types géochimiques	Éléments principaux	Éléments caractéristiques	Essais	Anions classiques présents	Formes d'accumulation
I Eaux siliceuses	SiO_2 -Cations basiques	SiO_2	Expérience à l'eau pure	—	Gels siliceux (plus ou moins purs)
II Eaux calcomagnésiennes	SiO_2 -CaO-MgO-FeO	CaO-MgO	Expérience carbonique	CO_2	Smectites (Fe-Mg)- CaCO_3
			Expérience sulfhydrique	S- SO_3	Smectites (Fe-Mg)- CaSO_4 -S
III Eaux aluminoferrifères	SiO_2 - Al_2O_3 - Fe_2O_3	R_2O_3	Expérience acétique	CH_3COOH	Composés acétiques-Hydroxydes de fer

A. — FORMES D'ACCUMULATION ACIDE

1. Flocculat de l'essai acétique

Il semble utile tout d'abord de s'arrêter quelque peu à l'examen de ce cas particulier bien que les résultats soient encore très partiels, l'essai n'ayant duré que six jours.

En effet, on peut faire les deux remarques suivantes :

1° Les éléments lessivés sous forme de sels organiques se concentrent dans le récepteur au sein d'un milieu déjà fortement acétique. Le lessivat, qui est alors du

type « acétoacétique », présente donc rapidement les caractéristiques d'une solution *tampon*. Ainsi au fur et à mesure de l'arrivée des divers cations, le pH du ballon s'élève aisément, puis se stabilise à la valeur de 4,8, qui correspond effectivement au pK de l'acide acétique. Le milieu d'accumulation est donc ici nettement *acide* et tamponné à 4,8.

2° Les sels acétiques de l'aluminium et du fer sont peu stables et tendent à s'hydrolyser (en particulier, lorsque la température s'élève) pour précipiter finalement sous forme d'hydroxydes [G. CHARLOT (1957)]. On a vu ainsi au cours de l'expérience que ceux-ci commençaient réellement à s'individualiser au sein du floculat (cf. courbe II du produit débarrassé de l'acide en excès et des sels solubles, p. 185). Il n'y a donc pas eu, dans le lessivat de cet essai, de *liaison réelle* entre la silice du milieu, pourtant en assez grande quantité (le rapport $K_i = \frac{\text{SiO}_2}{\text{Al}_2\text{O}_3}$ est de 2,1 par exemple), et les hydroxydes floculés.

Si l'on se réfère aux travaux récents de B. SIFFERT (1962), il semble bien que la forte acidité du lessivat soit un obstacle majeur aux néoformations silicatées. Il est donc très normal, dans ces conditions, qu'on ait simplement obtenu des hydrates *libres* plus ou moins silicifiés au sein du milieu d'accumulation.

2. Remarques à propos de la genèse des formations sédimentaires à hydrates ferriques

La genèse des niveaux sédimentaires à hydroxydes *par précipitation chimique* nécessiterait en particulier un abondant transport du fer ferrique ou de l'aluminium lors de l'altération des roches et une assez grande stabilité des composés solubles sur une très longue distance. En réalité, que se passe-t-il à ce sujet dans le milieu exogène de la surface du Globe ?

TABLEAU 144

Composition en mg/litre	SiO ₂	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	pH
Rivière Su.....	61,5	6,73	4,1	47,0	18,1	7,6	2,5
Rivière Agatsuma ..	48,0	3,15	6,0	18,5	11,1	2,6	5,1
Moyenne générale des eaux météoriques du même district ...	24,7	0,35	4,9	19,0	17,0	3,4	—

— Le déplacement des sesquioxydes en solution est parfaitement réalisé, mais à *très petite échelle*, lorsque les eaux de décomposition sont acidifiées, grâce à des émanations *volcaniques*, et que la migration s'effectue sous forme de sels **minéraux** (sulfates, chlorures) stables et peu sensibles aux conditions d'oxydoréduction

qui règnent à la surface de la Terre. On peut citer ainsi les eaux de certaines rivières japonaises dont les sources sont originellement acidifiées par des émanations sulfuriques et qui montrent une migration importante du fer tout le long de l'année [tabl. 144 — J. KOBAYASHI (1955)] ⁽¹⁾.

— Par contre, ce cas est peu réalisé à grande échelle, c'est-à-dire lorsque les agents d'altération sont d'origine strictement climatique ou mieux *bioclimatique*. On sait en effet que l'intense migration, qui affecte les horizons superficiels, ne peut se poursuivre très longtemps à cause de la labilité des composés **organiques** servant habituellement de « transporteurs ». C'est pourquoi, les dépôts sont déjà très abondants dans la zone illuviale pour les podzols normaux. Il est vrai que dans certains cas, ils peuvent manquer totalement ; mais les sols engendrés ne sont pas alors des types généraux [Podzol Ranker (W. L. KUBIENA) — Sols humocendreaux (G. AUBERT)]. L'étude de la composition des eaux de rivière dans la zone boréale, qui est le meilleur reflet des lessivats d'altération, confirme d'ailleurs cette observation [A. I. PERELMAN ⁽²⁾] puisque, dans le cas général, *on ne trouve pas d'aluminium* (cf aussi W. H. DURUM et *al.* (1960)) ; par contre le fer, dont les complexes acides naturels sont plus stables, peut dans les mêmes conditions être évacué assez loin par l'intermédiaire des collecteurs régionaux [R. BÉTRÉMIEUX (1951)] et atteindre ainsi certains bassins de déversement. On connaît par exemple en Finlande [V. MARMO (1952)] et même dans les Landes [A. LACROIX (1893) — R. BÉTRÉMIEUX (1951)] au milieu de la zone podzolique, des lacs acides où se déposent actuellement des hydrates ferriques de précipitation, plus ou moins associés à de la silice et à des matières humiques ⁽³⁾. On est donc amené à penser que la formation d'hydroxydes ferriques sédimentaires, plus ou moins purs, peut apparaître comme une conséquence d'une évolution continentale de type podzolisant, en particulier lorsque celle-ci est engendrée par l'intermédiaire de composés organiques relativement *stables* dans les conditions de la surface du Globe.

Les recherches géochimiques futures devront reprendre le problème sous cet aspect ; ce dernier semble bien en effet être intimement lié à la genèse de certains gisements de fer et en particulier des minerais « rubannés », qui caractérisent si nettement les couches de la période précambrienne.

B — FORMATIONS SILICEUSES

1. Gels siliceux expérimentaux

Les expériences d'altération à l'eau pure ont toujours engendré un lessivat d'accumulation *de même type et de même faciès*, quelles que soient les modalités thermohydriques des essais et la nature des roches utilisées.

— Globalement, ce sont des formations nettement enrichies en silice par rapport

⁽¹⁾ Moyennes de 6 analyses réparties au cours de l'année. Dans cette étude minutieuse, il n'y a malheureusement pas de données concernant l'aluminium, même dans le cas des eaux acides.

⁽²⁾ *Communication personnelle*, 1961. et « Géochimie des Landschats » (1961).

⁽³⁾ R. BÉTRÉMIEUX (1951) signale par exemple la boue rouge récoltée au fond du lit d'un affluent de la Grande Leyre (Landes) entre Pissos et Trensacq. L'étude thermique effectuée par S. CAILLÈRE et S. HÉNIN (1951) montre que cette boue est essentiellement constituée d'hydrates de fer (64 % du produit calciné) et de silice, « intimement associés ».

aux matériaux pétrographiques mis en œuvre et qui le sont d'autant plus que la roche originelle est moins siliceuse (Basalte). Mais, en valeur absolue, c'est le Granite qui a fourni le lessivat le plus siliceux (76,6 p. 100). Il faut noter en outre une *absence totale de fer* et une certaine teneur en aluminium qui est due, comme nous l'avons vu, à une évacuation non négligeable de cet élément lorsque la température et le drainage sont relativement élevés (cf. p. 230). Enfin, le reste de la formation est constitué par les cations basiques, en particulier par les alcalins.

— Du point de vue faciès, ces lessivats se présentent toujours sous l'aspect d'un liquide opalescent blanc, plus ou moins dense et nettement alcalin (pH autour de 9), qui est amorphe aux rayons X et qui montre un aspect globulaire sous le microscope électronique (cf. cliché XIX). Il n'y a donc jamais eu d'évolution cristalline spontanée quelle que soit la durée de l'essai. Nous avons ainsi été amenés à séparer, par sédimentation prolongée et centrifugation, la phase colloïdale du milieu liquide intermicellaire afin de préciser la composition chimique de chacune des fractions (cf. p. 105). Dans le cas de l'archétype expérimental sur lave de Volvic, on arrive par exemple à une *suspension* dont la composition est donnée ci-après (tabl. 145).

TABLEAU 145

Éléments	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Total
Phase colloïdale du Lessivat « Volvic » (%)	82,0	16,0	1,1	0,2	0,3	0,4	100,0

Silice et alumine se concentrent ainsi dans la phase dispersée tandis que la majeure partie du calcium, potassium et sodium reste en solution. Nous avons donc affaire à un véritable gel silicique ou aluminosilicique engendré progressivement par suite de la polymérisation de la silice monoléculaire lessivée, qui se produit dès que la concentration du milieu dépasse la teneur de la réaction d'équilibre



Or, nous savons, d'après K. B. KRAUSKOPF (1955), que vers 100°C l'équilibre polymérisation — dépolymérisation se réalise pour une concentration en silice de l'ordre de 350 mg l. Cela représente donc dans le ballon récepteur, lorsque l'évaporation est *maxima* (contenu 200 cm³), une teneur en silice de 70 mg. Comme dans l'essai « Volvic », le lessivage de SiO₂ atteint 14,5 mg par jour, la polymérisation devrait théoriquement se produire vers le 5^e jour. C'est effectivement ce qui a été constaté au cours des essais de l'archétype expérimental. (cf. p. 108)

Ainsi, lorsque les eaux d'altération révèlent un grand excès de SiO₂ par rapport aux autres éléments, l'expérience montre que la silice bloque toute évolution néogénétique au cours de la concentration régulière, qui est consécutive au déversement permanent, et qu'elle se borne alors à flocculer (polymérisation) en emprisonnant plus ou moins les autres cations présents. Dans ces conditions, on arrive à un **gel siliceux** presque pur qui se sédimente aisément dans le fond du récepteur d'accumulation.

2. Application au domaine sédimentologique

On sait qu'à la surface du Globe, l'élimination de la silice est nettement favorisée par rapport aux autres éléments au cours de certains processus d'altération engendrés sur roches cristallines et en particulier au cours de la latéritisation. Mais, le comportement ultérieur de SiO_2 libéré dépend avant tout des taux de concentration *locaux* à différents niveaux de la lithosphère, taux qui résultent essentiellement des conditions hydrodynamiques. C'est ainsi qu'une certaine partie de la silice extraite peut dans quelques cas flocculer très près des horizons superficiels [**Allophane** des sols sur laves volcaniques — S. AOMINE et N. YOSHINAGA (1955) — M. FIELDDES (1955)] ou, dans d'autres cas, beaucoup plus en profondeur [Granites « pélicanitisés » de l'Ukraine — V. P. PÉTROV (1948) ; Argiles « porcelanées » du Niger — M. DEFOSSEZ (1958)...] Mais le terme final de la migration est toujours constitué, au bout d'un temps plus ou moins long, par les bassins d'accumulation. On connaît ainsi, en zone intertropicale, des appareils endoreiques où les sédiments détritiques sont enrobés d'opales et de diatomées [formations « Siogel » du Bassin du Tchad et du Niger — H. ERHART (1953) (1963)]. Il est plus difficile d'observer ce qui se passe exactement lorsque la silice atteint le domaine océanique, on sait simplement qu'elle disparaît assez vite des eaux marines puisque la teneur moyenne dans les océans est de l'ordre de 2 p.p.m. [H. U. SVERDRUP et *al.* (1942)]. Il était indispensable alors de se demander ce qui se produit dans les récepteurs « endoreiques » du domaine tropical et notamment dans ceux dont les bassins versants sont constitués *exclusivement* de roches cristallines ou volcaniques. C'est le cas par exemple du lac Rodolphe dans l'Est Africain, situé à l'intérieur de la zone des sols bruns tropicaux et où les collecteurs transportent des quantités appréciables de silice (20 à 30 mg/l). Les teneurs en substances dissoutes dans les eaux du lac, recueillies au sein du golfe de Ferguson ⁽¹⁾ sont les suivantes — (tabl. 146).

TABLEAU 146

Composition (mg/litre)	SiO_2	Fe_2O_3	MgO	CaO	pH
Eaux du lac Rodolphe...	250	0,6	17	125	9,5

On constate ainsi que le milieu d'accumulation engendré dans ces conditions est aussi nettement alcalin que celui réalisé dans les essais de laboratoire et, en outre, que la teneur en silice soluble ou pseudosoluble y est très élevée. Il devrait en résulter une polymérisation constante de la silice avec dépôt continu dans le fond du lac ; malheureusement, aucune étude sédimentologique n'a été effectuée jusqu'à ce jour.

Par contre, G. ARRHENIUS (1953), au cours de ses études océanographiques dans l'Est-Pacifique équatorial, a mis en évidence de véritables niveaux meubles

⁽¹⁾ Analyse effectuée en 1959 à Nairobi (Kénya) au Service de Miss LINDLEY et transmise aimablement par l'intermédiaire de Mrs J. H. RODIER et F. FOURNIER du C. C. T. A.

siliceux sans radiolaires, ni diatomées. Il a été ainsi amené à créer une nouvelle classe de sédiments marins : *la boue colloïdale siliceuse*. C'est là une forme d'accumulation qui semble rappeler le gel obtenu dans les essais, grâce à la polymérisation de la silice au fur et à mesure de son déversement dans le récepteur.

Quant à l'évolution géologique de ces gels siliceux vers des formes cristallines, elle dépend avant tout, d'après G. MILLOT (1961), de la quantité de cations présents dans le gel originel : c'est ainsi qu'on pourrait aboutir à de l'Opale en milieu impur (cations étrangers en assez grande quantité), à de la Calcédoine en milieu moins impur et enfin à du Quartz lorsque le milieu de cristallisation est très pur.

C. — « SÉDIMENTS ARGILEUX » DE NÉOGENÈSE

1. Paragenèses expérimentales

Les expériences en présence de CO_2 et d' H_2S ont engendré des lessivats de *même type*, quelle que soit la roche utilisée, avec **apparition immédiate et développement spontané de phyllites de néogenèse** associées à un certain nombre de **composés calciques** (tabl. 147) (cf. p. 153, 157 et 171)

TABLEAU 147

Agents d'altération	CO_2		H_2S	
	Phyllite	Autres minéraux	Phyllite	Autres minéraux
Minéraux de Néogenèse				
Lessivat -- Granite	Bowlingite	Calcite	Stévensite (Fe-Mg)	Gypse-Anhydrite-Hémihydrate-Soufre
Lessivat -- Basalte	Stévensite (Fe-Mg)	Calcite Aragonite		

— *Argiles de néoformation* : Elles sont toujours trioctaédriques et de nature *ferromagnésienne*. Or, nous avons vu que les eaux résultant de l'altération carbonique ou sulfhydrique, tout en contenant encore une quantité notable de silice, se distinguaient des solutions de l'altération « hydrolytique »

— par une teneur bien plus grande en Mg et en Ca

— et surtout par la présence de fer et, en particulier, par une quantité appréciable de fer ferreux.

De ce fait, le rapport $\text{SiO}_2/\text{cations structuraux trioctaédriques (Mg-Fe}^{\text{II}})$, qui était par exemple de 51,0 dans le lessivat « Granite » de l'archétype expérimental (eau

pure), est tombé à 7,5 en présence de CO₂ et à 6,1 en présence d'H₂S. (tabl. 148). Le rapport est donc nettement plus équilibré, ce qui a favorisé l'édification de néogènes argileuses.

TABEAU 148

Essais	Lessivat-eau pure (milieu aéré)				Lessivat-eau carbonique (milieu inerte)				Lessivat-eau sulfhydrique (milieu réducteur)			
Paramètres	SiO ₂ MgO	SiO ₂ Bases	pH	Néofor- mation	SiO ₂ MgO + FeO	SiO ₂ Bases	pH	Néofor- mation	SiO ₂ MgO + FeO	SiO ₂ Bases	pH	Néofor- mation
Granite	51,0	5,4	8,7	—	7,5	3,5	8,5	Smec- tite	6,1	2,4	8,3	Smec- tite
Basalte	24,0	3,5	10,2	—	4,8	1,9	9,5	Smec- tite				

Par contre, dans l'essai à l'eau pure, l'arrivée de MgO était beaucoup trop faible par rapport à la quantité de silice simultanément éliminée. Mais, si on inverse *volontairement* le rapport $\frac{\text{SiO}_2}{\text{MgO}}$ du lessivat initial par addition de magnésium sous forme d'acétate, on provoque indirectement une évolution phylliteuse de *même type* que dans le cas des expériences « carboniques » et « sulfhydriques » (cf. p. 109) (tabl. 149).

TABEAU 149

Type d'évolution	Nature des Essais <i>Granite</i>	Caractéris- tiques du milieu de néogénèse	Cations structuraux	Phyllite engendrée
Évolution spontanée	Eau carbonique	Non aéré	Mg-Fe ^{II} -Fe ^{III}	[Si _{3,1} Fe ^{III} _{0,8}]O ₁₀ [Fe ^{III} _{0,5} Fe ^{II} _{1,5} Mg _{0,75}] (OH) ₂ CE _{0,9}
	Eau sulfhydrique	Réducteur	Mg-Fe ^{II}	Si ₄ O ₁₀ [Fe ^{II} _{1,75} Mg _{0,95}](OH) ₂ CE _{0,6}
Évolution provoquée	Lessivat eau pure + Acétate de Mg	Aéré	Mg	Si ₃ O ₁₀ Mg _{2,65} (OH) ₂ CE _{0,70}

Il résulte alors de ces considérations que :

1) Les phyllites trioctaédriques [Mg ou Fe^{II}-Mg] se forment très facilement en conditions hydrogéniques pour peu que le rapport SiO₂/(Mg-Fe)O dans les eaux

d'altération ne soit pas trop déséquilibré. S'il y a excès de SiO_2 , la néogénèse ne peut se produire et on obtient des gels siliceux amorphes (vide supra).

2) Les argiles néoformées ont toujours été de type **Smectite**, ce qui s'accorde parfaitement avec les expériences de synthèse ; lorsque le pH est > 8 , le produit engendré au laboratoire est toujours caractérisé par une structure 2/1 gonflante, quelle que soit la teneur du milieu en aluminium. [S. CAILLÈRE et S. HÉNIN (1955)].

3) Les phyllites trioctaédriques *ferro*-magnésiennes ne peuvent être obtenues qu'à partir d'eaux d'altération non aérées (réductrices ou inertes du point de vue de l'oxydoréduction), alors que les argiles magnésiennes s'individualisent quelle que soit l'aération du milieu pourvu que toutes les autres conditions soient réalisées.

— *Composés calciques* : Chaque fois qu'au laboratoire le lessivage du magnésium et du fer ferreux a été favorisé, l'élimination du calcium s'est dans le même temps sensiblement accrue. Mais, comme ce dernier élément n'entre pas dans les structures phylliteuses, il tend alors à s'individualiser de son côté sous la forme de composés cristallisés non silicatés.

Dans l'essai en présence de CO_2 , nous avons ainsi obtenu directement des carbonates à l'état de Calcite et quelquefois aussi d'Aragonite. Il y a donc eu, dans ce cas, syngénèse (*) entre la phyllite ferromagnésienne et le carbonate de calcium.

Dans l'essai « sulfhydrique », par contre, les sulfates qui ont cristallisé au contact des argiles n'ont pu apparaître qu'après évaporation à l'air libre et oxydation des composés sulfurés initialement formés. C'est ainsi qu'on a obtenu un mélange de Gypse, Hémihydrate et Anhydrite contenant en outre une certaine quantité de Soufre libre. Les composés sulfatés calciques résultent donc ici d'une diagenèse (*) oxydante.

CONCLUSIONS

Les néogénèses sédimentologiques peuvent ainsi se produire *spontanément* à partir des **seules** eaux d'altération, lorsque celles-ci sont suffisamment riches en magnésium et calcium ou en magnésium, fer^{II} et calcium *par rapport à la silice*. Le magnésium et le fer s'intègrent alors dans des édifices phylliteux silicatés tandis que *simultanément*, le calcium entre dans la composition de divers sels cristallisés. De ce fait, l'association « Phyllites (FeMg) — Composés calciques » représente une véritable PARAGÉNÈSE minéralogique qui peut, d'ailleurs, suivant le cas, être *primaire* (type Smectite — Calcite) ou *secondaire* (type Smectite — Gypse).

Le calcium semble donc bien, en définitive, être un élément **pilote** des néoformations phylliteuses ainsi que G. MILLOT (1949) avait été amené à le constater au cours de son étude générale sur la genèse des roches argileuses.

2. Comparaisons génétiques avec les ensembles naturels

Nous avons vu tout d'abord que les smectites magnésiennes ont été obtenues indirectement [en présence de chlorure de sodium (catalyseur)] par addition de Mg à un lessivat siliceux concentré (cf. p. 108). Elles ont donc été engendrées, si l'on emploie le langage des sédimentologues, dans une ambiance caractérisée par une *salinité*

de 36,0 p. 100 et une concentration en magnésium de 5 p. 100. Ces dernières données s'intègrent d'ailleurs dans l'échelle des valeurs fournies à la surface du Globe par les appareils évaporatoires appartenant à des bassins endoréiques classiques [tabl. 150, d'après F. W. CLARKE (1924).]

TABLEAU 150

Lacs endoreiques	Salinité (%)	Teneur en Mg (%)
Grand Lac Salé (U. S. A.).....	14-28	2,5
Lac Urmiah (Iran)	15	2,5
Kara Bogaz (Caspienne-URSS)	16-28	7-16
Mer Morte (Palestine)	20-26	12-17
Lac Rouge (Crimée-URSS)	30	11
Lac Corongamité (Victoria-Australie)	46	3
Lac Sarat (Roumanie)	58	2

Or, on sait que dans les lacs de ce type, la néoformation d'argiles magnésiennes a été aujourd'hui reconnue :

- Lacs du Transvaal (Afrique du Sud) [H. HEYSTEK et E. R. SCHMIDT (1954)]
- Lacs d'Australie Centrale [C. W. BONYTHON (1956)]
- Kara Bogaz Gol (U R S S) [N. STRAKHOV (1957)]

De même, la paragenèse « Smectites — Carbonates », qui résulte de l'essai en présence de CO_2 , caractérise un certain nombre de formations géologiques calcaires bien connues [G. MILLOT (1949) ; G. MILLOT, Th. CAMEZ et A. BONTE (1957)]. En outre lorsque la phyllite est riche en fer, l'association se rencontre dans certains niveaux qui constituent de véritables gisements de fer sédimentaires [couche verte du Bassin Lorrain — S. CAILLÈRE et F. KRAUT (1954)].

Enfin, la paragenèse « Smectites — Gypse — Soufre », obtenue au cours de l'essai sulfhydrique, caractérise quelques dépôts néogénétiques actuels [Lacs Takyr — M. A. RATEEV (1960) ; Lac Eyre (Australie) — C. W. BONYTHON (1956)] ; mais, elle représente aussi l'association classique de certaines assises géologiques, telles que les niveaux gypsifères du Trias [J. RICOUR (1962)] ou encore les argiles gypso-solfifères de l'Oligocène [J. ESTIVAL et D. SCHNEEGANS (1935)].

Il y a donc, en définitive, une concordance assez nette entre les divers résultats expérimentaux et les quelques données qui ont pu être recueillies à ce sujet dans le milieu naturel.

II. — SYNTHÈSES GÉOCHIMIQUES

Il apparaît, à la fin de cette étude sur l'altération des roches cristallines, qu'une sorte de synthèse provisoire des phénomènes de la Géochimie exogène puisse être brièvement esquissée ; celle-ci sera développée principalement à propos des deux points suivants :

— Tout d'abord, celui des relations *génétiques* entre la Pédologie et la Sédimentologie « biostatique ».

— En second lieu, celui de la distribution générale des cations dans le milieu exogène, suivi de quelques considérations sur le problème de l'**origine** des argiles.

A. — LES RELATIONS GÉNÉTIQUES ENTRE LES PHÉNOMÈNES PÉDOLOGIQUES ET LES PHÉNOMÈNES SÉDIMENTOLOGIQUES

Le dispositif cyclique, qui a été retenu pour l'étude expérimentale des phénomènes d'altération, semble parfaitement adapté à l'examen d'éventuelles corrélations « pédo-sédimentologiques ».

En effet, il permet tout d'abord une analyse plus poussée et une définition plus complète des processus pédogénétiques, puisqu'il apporte de nombreux renseignements, non seulement sur la phase résiduelle (Reliquat), mais encore sur la phase migratrice (Lessivat) qui lui est complémentaire. Or, il est superflu de faire remarquer qu'en général, dans le milieu naturel, cette deuxième phase est directement inaccessible.

En outre, il permet d'aborder l'étude des phénomènes d'accumulation de type sédimentologique qui sont provoqués par la concentration régulière d'eaux de lessivage d'origine strictement *cristalline*. Ce dernier fait est d'ailleurs essentiel, puisqu'on sait qu'à la surface du Globe les eaux des collecteurs sont toujours plus ou moins souillées par des apports en provenance de roches sédimentaires.

Dans ces conditions, le dispositif expérimental choisi paraît donc bien représenter l'appareillage-type pour la recherche de relations génétiques entre des processus pédologiques artificiels (aussi bien définis que possible) et les processus sédimentologiques qui leur correspondent expérimentalement.

1. Cas des phénomènes pédoclimatiques normaux

Ce sont ceux qui se déroulent réellement dans les régions **humides** de la surface du Globe, c'est-à-dire au contact de l'air atmosphérique et par l'intermédiaire d'eaux météoriques, plus ou moins chargées de réactifs naturels.

— Dans le cas le plus général, les eaux pluviales sont relativement *pures* ; elles peuvent naturellement contenir du gaz carbonique, mais ce dernier est toujours en très faible quantité (2 à 5 mg/litre). Les processus d'altération mis en jeu dans ces conditions se traduisent, comme nous l'avons vu (cf. p. 260), par le maintien quasi-intégral du fer et de l'aluminium dans les horizons d'altération. Aussi le lessivat de la décomposition est-il essentiellement constitué de **SiO₂** et de **cations basiques** dont la teneur respective est d'ailleurs variable suivant les conditions thermohydriques.

Si celles-ci sont intenses, il y a **Allitisation**. Toute la silice est alors éliminée, de telle sorte que le rapport L caractérisant la phase lessivée est toujours supérieur au paramètre R de la roche. Dans ce cas, les eaux d'altération sont très riches en SiO_2 qui constitue même l'élément fondamental ; elles appartiennent ainsi à la catégorie que nous avons appelé précédemment « eaux **SILICEUSES** ».

Si, par contre, les conditions thermohydrauliques sont moins intenses, il y a **Siallittisation**. Une partie plus ou moins importante de la silice originelle est retenue dans les horizons d'altération et on a $L < R$. La teneur en silice dans les solutions de décomposition est donc bien moins importante et le rapport des deux groupes d'éléments peu déséquilibré ; ce sont alors les cations basiques et en particulier le calcium et le magnésium qui deviennent essentiels. De ce fait, les eaux de lessivage pourraient relever alors de la catégorie des « eaux **CALCOMAGNÉSIENNES** ».

— D'un autre côté, si les eaux météoriques se chargent rapidement d'*acides organiques* en traversant la litière superficielle d'humus brut (régions boréales par exemple), le processus mis en jeu correspond à la **Podzolisation** avec entraînement total de l'aluminium et du fer. Les eaux de lessivage contiennent dans ces conditions tous les éléments originaux de la roche, mais la répartition géochimique est telle que ce sont les **Sesquioxydes** qui jouent alors le rôle primordial. Dans ce cas, on a donc réellement affaire à des solutions d'altération acide de type « **ALUMINO-FERRIFÈRE** ».

De cet ensemble de considérations, il résulte ainsi qu'aux trois processus pédogénétiques fondamentaux semblent correspondre trois types de lessivats d'altération parfaitement déterminés.

*
* *

Or, dans le paragraphe précédent, nous avons vu que chaque catégorie d'eaux de lessivage conduisait, lors de la concentration, à la néoformation de produits sédimentologiques bien définis.

— Les eaux siliceuses aboutissent ainsi à des formes d'accumulation très riches en silice (composés siliceux). C'est le processus sédimentaire de la **SILICIFICATION**.

— Les eaux calcomagnésiennes engendrent des argiles magnésiennes associées à des composés calciques (généralement des carbonates puisque CO_2 est un gaz normal de l'atmosphère). C'est un processus qu'on peut désigner par le terme général de **SIMATISATION** (*); il montre en particulier que les phyllites **sédimentaires** magnésiennes peuvent être typiquement *authigènes*.

— Les eaux aluminoferrifères enfin qui, par accumulation, semblent aboutir généralement à des hydroxydes de fer plus ou moins purs. Il s'agit dans ce cas du phénomène qu'on a dénommé la **FERRISATION** (*) sédimentaire.

En rapprochant alors une à une les diverses données qui viennent d'être rassemblées, on est effectivement conduit à mettre en évidence un certain nombre de corrélations génétiques entre les phénomènes pédologiques et sédimentologiques (tableaux 151 et 152).

Il apparaît ainsi que :

— La Podzolisation et l'Allitisation continentales sont des processus foncièrement **opposés** ; le tableau 152 fait ressortir en effet un véritable « chassé-croisé »

entre les éléments résiduels et les éléments mobiles, entre les néogenèses pédologiques et les néogenèses sédimentologiques.

— La Siallitisatation continentale représente le processus pédologique qui, géochimiquement, est le plus *équilibré* ; il lui correspondrait donc une Simatisation océa-

TABLEAU 151

Phase résiduelle		Phase lessivée			
Comportement des sesquioxydes	Nature de la pédogenèse	Géochimie du Lessivat		Types géochimiques	Formes d'accumulation
		Stade immédiat	Stade ultérieur		
R_2O_3	Allitisation	SiO_2	SiO_2	Eaux siliceuses	Gels siliceux
	→ Siallitisatation	SiO_2 -MgO-CaO	SiO_2 -MgO-CaO	Eaux calcomagnésiennes	Argiles magnésiennes + Composés calciques
R_2O_3 ↓	Podzolisatation	SiO_2 - Al_2O_3 - Fe_2O_3	SiO_2 - Fe_2O_3	Eaux ferrifères	Hydrates ferriques de précipitation (SiO_2)

TABLEAU 152

PEDOGENÈSE			SEDIMENTOGENÈSE	
Fréquence	Constituants minéralogiques	Processus	Processus	Constituants minéralogiques
Phénomène généralisé	Hydroxydes (Al-Fe)	Férallitisatation	<i>Silicification</i>	Formations siliceuses
	Siallites-Hydrates ferriques	Siallitisatation	<i>Simatisation</i>	Argiles (Mg) + Composés calciques
Phénomène localisé	(SiO_2)	Podozlisatation	<i>Ferrisation</i>	Sesquioxydes
Zonalité	Aires pédogénétiques		« Landschafts » géochimiques	

nique. La répartition de la silice et la distribution des cations structuraux (Al — Mg) est telle dans cette éventualité que la phyllitisatation (*) apparaît alors à la surface du Globe comme un phénomène véritablement *généralisé*.

En définitive, il semble exister une sorte de **balance géochimique** nettement établie entre les phases résiduelles et lessivées des phénomènes d'altération, en sorte qu'à chaque processus pédologique pourrait correspondre un processus sédimentologique bien déterminé. Dans ces conditions, chaque « aire pédogénétique » développée à partir des seules roches cristallines devrait ainsi être associée à un « *landschaft* (*) » sédimentologique » nettement caractérisé.

La **zonalité** climatique des divers phénomènes exogènes serait alors un concept réellement **universel**.

2. Cas des phénomènes paléoclimatiques — le problème du fer ferreux en sédimentologie

Le problème qui se pose maintenant consiste à envisager l'origine génétique de certains lessivats qui sont riches en calcium, en magnésium et *en même temps en fer ferreux*. Il ne s'agit donc pas ici des solutions acides d'altération podzolique contenant en particulier tout le fer et l'aluminium des matériaux initiaux, mais bien d'eaux de décomposition relevant du type « calcomagnésien » où *la présence d'aluminium est complètement exclue*.

Ce cas a été réalisé au laboratoire par l'intermédiaire de solutions fortement carboniques ou de solutions sulfhydriques. Il a alors abouti à un lessivat calcoferromagnésien où le rapport $\text{SiO}_2/(\text{Mg-Fe})\text{O}$ est si bien équilibré qu'il y a eu immédiatement cristallisation de **Smectites** ferromagnésiennes (pour ne pas dire *ferreuses*), associées à des carbonates ou à des sulfates de calcium.

Du point de vue sédimentologique, nous avons affaire ici à des espèces typiquement ferrifères qu'on retrouve dans la nature comme constituants essentiels de certains minerais sédimentaires ferrophylliteux [faciès leptochloritique de POUSTOVALOV. cf. p. 164].

Comment ce type sédimentologique peut-il se relier à des phénomènes pédo-climatiques? C'est là un point assez délicat. En effet, l'action *dynamique* de l'hydrogène sulfuré, qui n'est pas un constituant normal de l'atmosphère, doit, en premier lieu, être mise de côté puisqu'elle n'intéresse que des territoires extrêmement limités en relation avec le volcanisme. Par contre, on peut faire appel à l'action spécifique du CO_2 atmosphérique ; mais, sa concentration actuelle est évidemment trop faible pour que le phénomène considéré puisse jouer de nos jours avec un minimum d'efficacité. Dans ces conditions, si l'on veut réellement que le processus ait une origine pédo-climatique, il semble nécessaire d'admettre l'existence dans les temps anciens d'atmosphères assez riches en gaz carbonique ; d'après les études expérimentales, les formations sédimentologiques ferrophylliteuses devraient, dans cette éventualité, être en relation avec des processus pédogénétiques de type *allitique* (genèse de Bauxites pures) ou même, dans une certaine mesure, de type kaolinitique.

De nos jours, il convient de signaler en tout cas que la sédimentogenèse ferrophylliteuse ne paraît pas devoir être plus effective que la bauxitisation des surfaces continentales.

**B. — LA DISTRIBUTION GÉNÉRALE DES CATIONS DANS
L'ENVELOPPE EXOGÈNE — ORIGINE ET RÉPARTITION
DES MINÉRAUX ARGILEUX A LA SURFACE DU GLOBE**

L'examen du comportement **physicochimique** des principaux éléments de la lithosphère nous avait conduit précédemment à les classer en trois catégories d'après la valeur du potentiel ionique $\frac{z}{r}$ (cf. Tableau 133 et fig. 51 p. 257) :

1) $\frac{z}{r} < 3,0$: CATIONS BASIQUES solubles (Mg, Ca, Na, K)

2) $3,0 < \frac{z}{r} < 9,5$ = CATIONS AMPHOTÉRIQUES (Al-Fe)

3) $\frac{z}{r} > 9,5$ = SiO₂ et ANIONS (solubles)

On avait constaté en même temps que la silice et les cations basiques, qui existent en solution quelles que soient les conditions physicochimiques, pouvaient dans tous les cas être entraînés avec la phase migratrice de la pédogenèse. Leur évacuation est certes plus ou moins rapide suivant la nature du cation et l'intensité des facteurs thermohydriques ; avec le temps, elle finit toujours néanmoins par être complète et définitive.

A l'opposé, nous avons remarqué que les éléments de la 2^e catégorie, pouvaient avoir un comportement dynamique essentiellement variable suivant les caractéristiques physicochimiques du milieu d'altération. Ils sont ainsi, soit maintenus intégralement, soit éliminés en totalité.

Mais, de nos jours, que se passe-t-il réellement à la surface du Globe? Nous avons vu que dans les conditions de décomposition les plus *généralisées*, c'est-à-dire où seuls interviennent les agents « climatiques » (Eau — Température), les cations amphotériques avaient tendance à être **précipités « in situ »** au cours de l'altération. C'est ce qui ressort aussi de l'étude statistique effectuée par B. B. POLYNOV (1937) à partir des données de F. W. CLARKE (1924) sur la *mobilité relative* des éléments cardinaux de la lithosphère (tab. 153)

TABLEAU 153

Classes de B. B. Polynov	Catégories chimiques	Éléments	Mobilité relative
IV	Sesquioxydes	Al ₂ O ₃ Fe ₂ O ₃	0,02 0,04
III	Silice	SiO ₂	0,20
II	Cations basiques	K ₂ O MgO Na ₂ O CaO	1,25 1,30 2,40 3,00
I	Anions	SO ₃ Cl	57,0 100,0

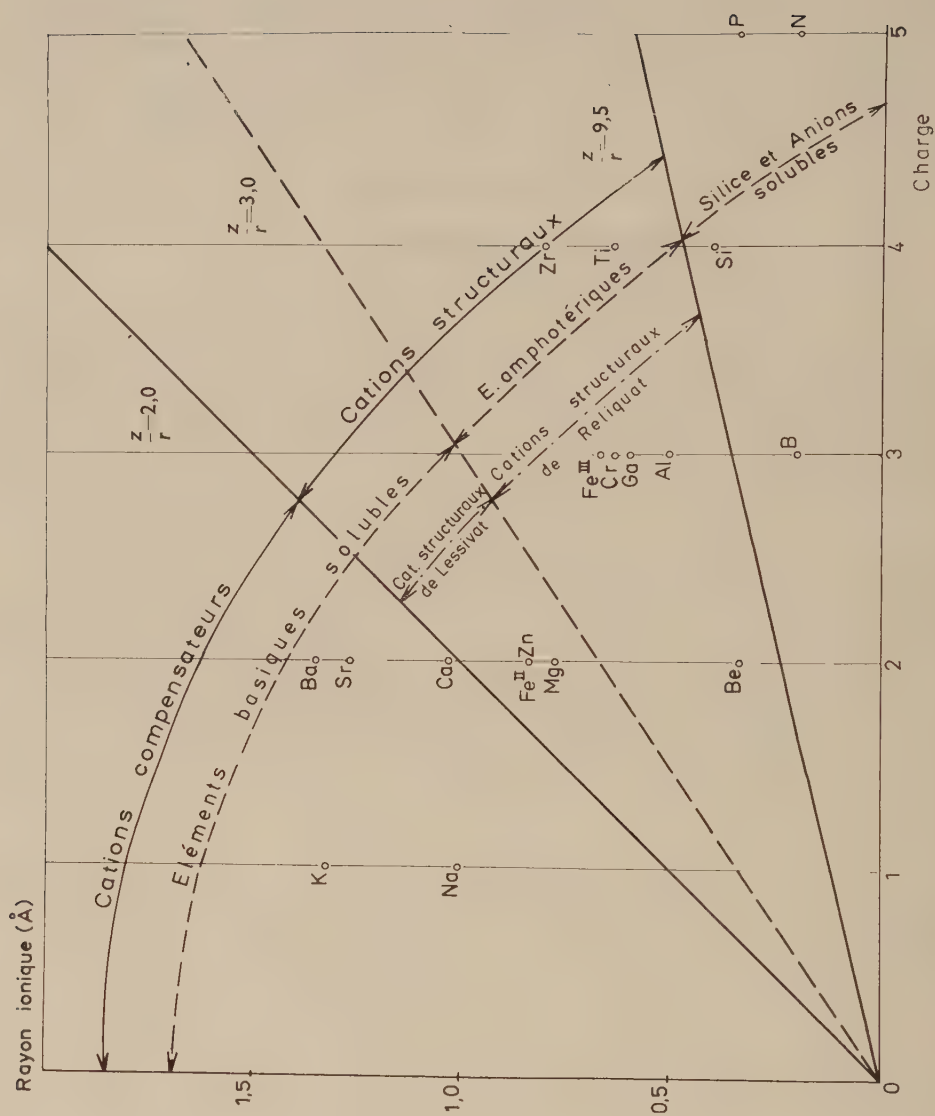


Fig. 60

Il résulte donc que, dans le milieu naturel, nous avons *généralement* la répartition géochimique suivante :

- phase résiduelle de la pédogenèse avec Al_2O_3 et $\text{Fe}_2\text{O}_3(\text{SiO}_2)$
- phase mobile ou phase sédimentologique comprenant les cations basiques et la silice.

*
* *

Si nous considérons maintenant le problème dans son aspect **cristallochimique**, nous sommes conduits à établir une classification d'un autre type, tout en utilisant d'ailleurs la même notion de potentiel ionique :

- a) $\frac{z}{v} < 2,0 =$ CATIONS COMPENSATEURS des structures silicatées
- b) $2,0 < \frac{z}{v} < 9,5 =$ CATIONS STRUCTURAUX OCTAÉDRIQUES (Mg, Al, Fe...)
- c) $\frac{z}{v} > 9,5 =$ SILICE TÉTRAÉDRIQUE et ANIONS.

La 2^e classe est de loin la plus importante du point de vue de l'évolution minéralogique. Elle contient en effet l'aluminium et le magnésium, qui sont les constituants majeurs des deux principaux groupes de silicates argileux connus à la surface du Globe :

- les argiles magnésiennes, types des phyllites trioctaédriques
- les argiles alumineuses, types des phyllites dioctaédriques

Or, si l'on superpose la classification cristallochimique à la classification physico-chimique (fig. 60), on constate que le domaine des cations structuraux $[2,0 < \frac{z}{v} < 9,5]$ est partagé en deux par la droite correspondant au potentiel ionique $\frac{z}{v} = 3,0$. Ceci veut dire que *certaines cations structurales sont susceptibles d'être entraînés pendant les phénomènes d'altération* $(\frac{z}{v} < 3,0)$, alors que d'autres seront **maintenus** in situ au cours de la pédogenèse $(\frac{z}{v} > 3,0)$. Ainsi, le magnésium fait partie du 1^{er} groupe (cation structural de lessivat) tandis que l'aluminium représente l'élément type du 2^e groupe (cation structural de reliquat).

De ce fait, les argiles alumineuses et les hydroxydes d'alumine semblent, dans le milieu naturel, devoir s'édifier exclusivement au cours des phénomènes pédologiques (phase résiduelle de l'altération) ; à l'opposé, les phyllites magnésiennes finissent toujours, à plus ou moins brève échéance, par cristalliser en milieu hydrogénique (phase migratrice de la décomposition). Dans le cas le plus général, la néogenèse de ces dernières serait donc de type **sédimentologique** alors qu'elle relève nettement du milieu **éluvial**, c'est-à-dire strictement continental pour les premières.

La **méthode géochimique** apparaît ainsi comme une méthode spécialement adaptée à l'étude des questions de formation et de distribution des *minéraux* argileux au sein de la Biosphère ; dans de telles conditions il est alors permis d'espérer, qu'à l'avenir, elle puisse être appliquée efficacement à l'examen de problèmes plus généraux et en particulier à l'étude de l'origine et de la répartition des *sédiments* argileux à la surface du Globe [R. E. GRIM (1953), A. RIVIÈRE (1954), G. MILLOT (1949-1957), M. A. RATEEV (1960) ...].

CONCLUSIONS GÉNÉRALES

L'étude expérimentale consacrée à l'altération des roches superficielles a été poussée volontairement jusque dans ses extrêmes conséquences pour montrer tout ce qu'on pouvait tirer à ce sujet de l'utilisation des méthodes de laboratoire. Elle a permis ainsi de mettre en évidence un certain nombre d'éléments de référence et d'hypothèses de travail qui ont été développés au fur et à mesure des recherches. Mais en réalité, c'est beaucoup plus la valeur normative des expériences que leur pouvoir de démonstration qui a été exploitée au cours du travail. Il semble donc essentiel de rappeler maintenant les seuls enseignements déduits des faits expérimentaux en les présentant simplement, c'est à dire dépouillés de toute espèce de commentaires qui, bien que pleins de promesses, pourraient néanmoins en atténuer la netteté.

*
* *

Sur le plan général, cette étude montre avant tout qu'il est possible de provoquer au laboratoire, dans un temps relativement court (de l'ordre d'une année) et à partir de facteurs normaux (température inférieure à 100°C — action de l'eau...) une altération exogène de roches cristallines massives et souvent réputées résistantes.

Cette altération a toujours représenté une proportion de matériel suffisamment élevée pour que l'on soit assuré que la transformation obtenue intéresse réellement la roche normale et non pas les fractions d'impuretés (souvent difficiles à déceler) ou encore le faible pourcentage de fragments, qui est inévitablement modifié lors de la préparation mécanique des échantillons (fissuration).

Mais, en même temps, elle a conduit à des évolutions artificielles nettement caractérisées puisque, dans la plupart des cas, il y a eu genèse de *nouveaux* minéraux. Celles-ci ont pu ainsi être systématiquement comparées à leurs homologues naturels, non seulement par l'intermédiaire des données chimiques globales, mais également des paragenèses minéralogiques qui constituent dans l'ensemble les images les plus expressives des phénomènes d'altération. La confrontation des données a donc été effectuée le plus souvent au double point de vue analytique et synthétique.

*
* *

Sur le plan des résultats eux-mêmes, les recherches ont montré tout d'abord que la tendance évolutive provoquée au laboratoire était généralement de type LATÉRI-TIQUE ou mieux encore de type ALLITIQUE suivant la terminologie actuelle. La variation des conditions expérimentales (intensité du drainage à l'eau pure, valeur de la température, contrôle de l'atmosphère par la mise en œuvre de gaz carbonique ou d'hydrogène sulfuré...) a contribué certes à modifier la vitesse des processus ou

même la proportion de minéraux secondaires formés au cours de l'évolution ; elle n'a pas pour autant changé le sens des phénomènes. C'est ainsi que les diverses données expérimentales ont permis de préciser les conditions d'apparition de certains oxydes ou hydroxydes : Boehmite — Gibbsite — Hématite — Goethite — Stilpnosidélite, dont l'association caractérise l'aspect paragénétique des phénomènes d'altération.

En ce qui concerne le mode d'action de l'eau pure sur les silicates (**hydrolyse**), les expériences de lessivage ont apporté un certain nombre de précisions : la libération des éléments chimiques à partir des carcasses silicatées ou aluminosilicatées ne paraît pas en effet résulter d'une simple dissolution (ou « décomposition moléculaire ») comme le laissaient supposer un examen superficiel des bilans chimiques ou même certains essais de courte durée. En réalité, il doit s'agir d'un phénomène complexe qui associe probablement une expulsion chimique au sens strict, portant sur tout ou partie des ions les moins encadrés et les plus solubles des édifices (alcalins et alcalinoterreux) à une dislocation réticulaire, qui conduit dans une 1^{re} phase à une simple microdivision des cristaux par clivages répétés mais qui, par la suite, se poursuit jusqu'à la libération et à la mise en pseudosolution de « complexes » aluminosiliciques par exemple, représentant en quelque sorte des lambeaux de la structure des minéraux originels. C'est vraisemblablement par ce biais que des éléments tels que l'aluminium, insolubles dans les conditions de pH des essais à l'eau, ont pu être aisément exportés des roches initiales ; mais en outre, c'est grâce à l'instabilité des « complexes » ainsi extraits qu'une certaine accumulation de ces mêmes éléments a pu avoir lieu en d'autres points de l'expérience, avec individualisation d'une forme chimique et cristallographique réellement en équilibre avec les conditions du milieu.

Devant un tel comportement, l'appréciation globale des phénomènes d'altération et de néogénèse se devait d'être envisagée alors, non plus sur un plan nettement localisé mais bien à différents niveaux du dispositif expérimental. Pour le milieu naturel, ceci équivalait donc à examiner les processus exogènes, non pas simplement à l'échelle du profil superficiel (où ne figurent que les quelques éléments aisément retenus), mais à l'échelle d'un ensemble d'une certaine dimension (profondeur et surface), c'est-à-dire finalement d'un **Bassin**. C'est ce qui explique que les conclusions génétiques de cette étude aient souvent dépassé le cadre habituel de la Pédologie classique pour se situer dans celui de la Pédogénèse profonde (zonation) et même de la Sédimentologie.

Il reste à signaler enfin le rôle spécifique joué par les anions organiques tels que l'acide acétique, c'est-à-dire par les réactifs chimiques dont la présence est indépendante des facteurs atmosphériques et météoriques, alors qu'elle résulte, du moins si l'on considère les choses en général, de la mise en œuvre de processus essentiellement biologiques. Malheureusement, il n'a pas été possible, dans le cadre un peu réduit de cet essai, d'observer l'aspect minéralogique des altérations. Cependant, l'évolution chimique globale a encore été très nette : elle s'est traduite par la solubilisation et l'évacuation de *tous* les éléments constituant les matériaux initiaux, ce qui correspond à la dynamique habituelle des processus de tendance **PODZOLIQUE**. L'acide acétique a été ainsi le seul des agents d'altération utilisés au cours de ce travail à avoir complètement modifié la nature des phénomènes expérimentaux.

La **Ferrallitisation** représenterait donc un type de processus lié essentiellement à une géochimie *minérale* (Géochimie *sensu stricto*), alors que la **Podzolisation** serait beaucoup plus sous la dépendance d'une géochimie *organique*, c'est-à-dire d'une géochimie influencée avant tout par le développement de phénomènes biologiques (Biogéochimie de VERNADSKY).

* * *

En conclusion, les divers résultats obtenus au cours de ce travail expérimental ont été d'une façon générale assez significatifs, tant par la netteté des réactions qui ont accompagné les changements de conditions que du fait des différences enregistrées lors des déterminations analytiques. Certes, ils ne constituent encore que quelques points de repère dans la recherche des différentes « lois d'action » relatives aux processus d'altération. Cependant, comme ils ont démontré l'efficacité de la méthode expérimentale dans l'étude de ce genre de problème, ils ont indiqué, par là même, la voie à suivre à l'avenir pour compléter ces premières données et développer ainsi l'ensemble de nos connaissances se rapportant aux phénomènes de la Géochimie exogène.

ANNEXES

ANNEXE I

MÉTHODES D'ÉTUDES DES MATÉRIAUX

1) DÉTERMINATION DE LA DENSITÉ APPARENTE

L'évaluation de la densité apparente d'un fragment de roche poreuse nécessite la mesure de son volume apparent et la détermination du poids de l'échantillon.

Le volume a été évalué à l'aide du Voluménoètre AMSLER (type VM9) qui est souvent utilisé en Pédologie pour l'étude des mottes de terre. Il se compose d'un réservoir cylindrique en acier, fermé dans sa partie supérieure par un bouchon surmonté d'un tube de verre ; un index placé sur ce tube permet de suivre la position du liquide qui a été disposé dans l'appareil. A la partie inférieure du réservoir, est fixé latéralement un cylindre horizontal dans lequel se meut un piston plongeur, commandé par une vis micrométrique dont le tambour est gradué en centimètres cubes.

L'échantillon utilisé peut avoir une forme quelconque ; il suffit qu'il trouve sa place dans le réservoir.

Quant au liquide retenu, il s'agit toujours de *mercure* ; ce corps en effet est caractérisé par une très grande tension superficielle (elle est de 487 dynes/cm dans l'air à 15°C, alors que celle de l'eau pour les mêmes conditions est de 73,5 dynes/cm) qui l'empêche de pénétrer dans les pores fins du matériel ; il doit cependant être très propre : la présence de la moindre impureté en effet abaisse très nettement sa tension superficielle ce qui rend la méthode beaucoup moins sensible.

En utilisant cet appareil, le volume apparent est obtenu très aisément par simple différence entre la valeur de référence (1^{re} mesure — mercure seul) et la valeur donnée après avoir disposé l'échantillon au sein du liquide (2^e mesure).

On a finalement :

$$Da = \frac{P}{V_1 - V_2}$$

2) ANALYSE GRANULOMÉTRIQUE

Les procédés classiques d'analyse granulométrique par sédimentation (méthode avec décantations successives ou méthode Pipette de Robinson) ou par densimétrie, en utilisant les protocoles habituels conviennent peu, dès qu'on se trouve en présence de très petits échantillons (de l'ordre de 500 mg), ce qui généralement était le cas au cours de cette étude. L'analyse granulométrique a donc été réalisée en employant une microtechnique, qui est une adaptation de la méthode par décantations successives réalisée par L. LOCUSSOL au Laboratoire des Sols (C. N. R. A.) — [L. LOCUSSOL (1954) : Analyse granulométrique sur petits échantillons — Bulletin A. F. E. S. — n° 59 ; p. 229-233] : La dispersion (s'il y a lieu) et la sédimentation sont effectuées dans des tubes cylindriques de centrifugeuse [Volume = 100 cm³ — diamètre intérieur = 4 cm] qu'on remplit jusqu'à une hauteur de 7 centimètres ; la récupération des fractions fines [Argile = $\varnothing < 2 \mu$ et Limon = $2 \mu < \varnothing < 20 \mu$] est alors obtenue par siphonages répétés, après des temps de sédimentation correspondant à une chute verticale de 6 centimètres [4 h 48 mn pour l'argile — 2 mn 53 sec pour les limons]. Les particules plus grosses [$\varnothing > 20 \mu$] sont séparées ensuite par tamisage à sec en 2 fractions : [$20 \mu < \varnothing < 100 \mu$] et [$\varnothing > 100 \mu$] sur tamis AFNOR n° 21 (dimension des mailles : 0,1 mm).

3) MESURE DE LA SUSCEPTIBILITÉ MAGNÉTIQUE

Si un échantillon de roche de volume V et de masse m est placé dans un champ magnétique uniforme H , il acquiert un moment magnétique M dont la valeur est donnée par la relation :

$$M = K \cdot V \cdot H$$

K est appelé la susceptibilité magnétique *vraie* :

$$K = \frac{1}{V} \cdot \frac{M}{H}$$

La grandeur χ représentée par la relation

$$\chi = \frac{1}{m} \cdot \frac{M}{H}$$

est désignée alors sous le nom de coefficient d'aimantation ou susceptibilité magnétique *massique*. C'est elle qui est habituellement évaluée pour caractériser les propriétés magnétiques des matériaux ; elle est exprimée en 10^{-6} unités électromagnétiques C. G. S. par gramme. [cf. E. LE BORGNE (1955) : Sur la susceptibilité magnétique du Sol — 81 p. *Thèse Paris*].

Pour déterminer χ , il faut donc évaluer le moment magnétique M ; il existe pour cela plusieurs méthodes (*op. cit* — p. 12-16). Mais, lorsqu'on a affaire à de très petits échantillons (ce qui était le cas ici), on utilise généralement la balance de Curie ; on évalue alors M , en mesurant la force subie par l'échantillon placé dans un champ magnétique non uniforme. Les déterminations ont été réalisées à l'aide de cette méthode par E. LE BORGNE, physicien à l'Institut Physique du Globe de l'Université de Paris ; la précision des mesures est de l'ordre de 5 p. 100.

4) EXAMEN PAR DIFFRACTION DES RAYONS X

La plupart des diagrammes ont été réalisés au Laboratoire de l'O. R. S. T. O. M. — Bondy (Service M. PINTA) à l'aide du diffractomètre de la Compagnie Générale de Radiologie (monochromateur à focalisation — compteur semi-proportionnel — montage par réflexion). L'appareil a été utilisé, soit avec une anticathode de cuivre ($K_{\alpha_1} = 1,5405 \text{ \AA}$), soit *le plus souvent* avec une anticathode de cobalt ($K_{\alpha_1} = 1,7889 \text{ \AA}$) ; tension de l'anode = 5 kV — intensité du tube = 13 milliampères dans le cas de l'anticathode de cobalt. La rotation du goniomètre se faisait à la vitesse de 3 minutes par degré. Enfin, l'enregistrement graphique était effectué sur Enregistreur MECI type Speedomax ; sensibilité = 1 millivolt (— 500 à + 500) pour 25 centimètres.

Les spectres de références qui ont servi à l'identification des minéraux ont été extraits des ouvrages classiques :

— G. BROWN (1961) : The X-ray identification and crystal structures of Clay Minerals — Mineralogical Society — Londres.

— Cumulative alphabetical and grouped mineral index of X-ray diffraction data — American Society for testing materials (1954).

— C. T. des ASSUNCAO et J. GARRIDO (1953) : Tables pour la détermination des minéraux au moyen des rayons X — Bulletin du Laboratoire de Minéralogie de la Faculté des Sciences — Lisbonne.

Les spectres les plus importants ont d'ailleurs été reproduits dans le texte au fur et à mesure de l'étude :

— Tableau 15 (p. 65) : Gibbsite — Bayérite — Boehmite — Goethite.

— Tableau 72 (p. 155) : Saponite — Calcite — Aragonite.

— Tableau 82 (p. 171) : Gypse — Hémihydrate — Anhydrite.

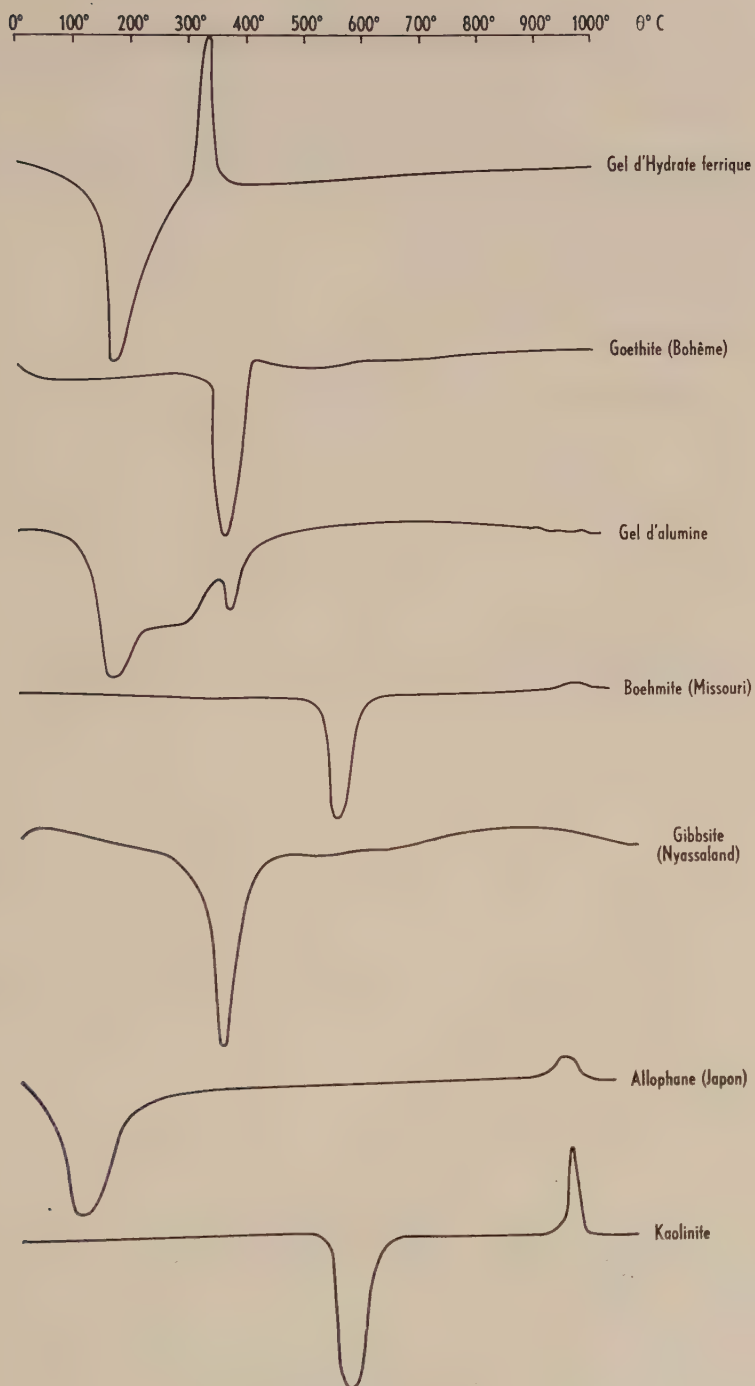


FIG. 61

5) UTILISATION DES MÉTHODES THERMIQUES

Analyse thermique différentielle

Elle a été réalisée à l'aide du dispositif mis au point à l'O. R. S. T. O. M. — Bondy (Service M. PINTA) dont les caractéristiques principales sont :

- montage vertical du four
- utilisation du couple chromel-alumel
- Vitesse de chauffe = 900°/heure
- Enregistreur graphique MECI, type Speedomax (vide supra)

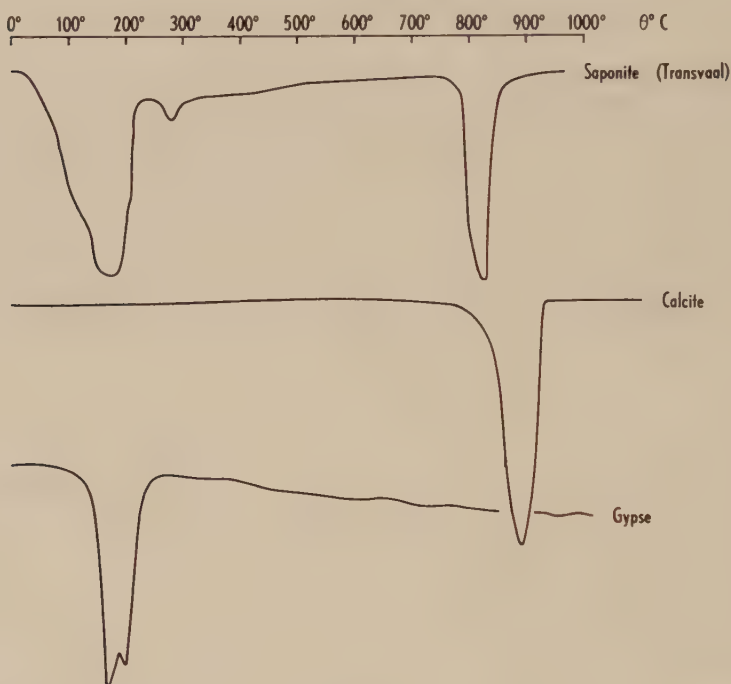


FIG. 62

Les courbes de références qui ont servi pour l'identification des minéraux ont été fournies par les ouvrages suivants :

- J. ORCEL (1935) : L'emploi de l'analyse thermique différentielle dans la détermination des constituants des argiles, latérites et bauxites — Cong. Int. Mines et Géol. Appl. Paris — I ; p. 359-373.
- S. CAILLÈRE et S. HÉNIN (1947) : Application de l'analyse thermique différentielle à l'étude des argiles des sols — Ann. agron. p. 23-72.
- R. C. MACKENZIE (1957) : The differential thermal investigation of clays — Mineralogical society ; Londres.

Un certain nombre de courbes, parmi celles qui ont été les plus utilisées au cours de l'étude, sont reproduites dans les figures 61 et 62. [d'après R. C. MACKENZIE (1957)] et dans la figure 63 [Acétates Prolabo]

Thermogravimétrie

L'analyse thermopondérale a été effectuée au Laboratoire des Sols (C. N. R. A. Versailles) à l'aide de la balance de CHEVENARD construite par ADAMEL. La vitesse de chauffe habituelle était de 150°/heure ; quant à l'enregistrement, il se faisait à l'aide de la méthode photographique.



FIG. 63

6) EXAMEN EN MICROSCOPIE ÉLECTRONIQUE

Il a été effectué régulièrement sur les produits qui apparaissaient amorphes lors de la diffraction des rayons X. La méthode a donc été utilisée principalement pour l'étude des lessivats d'accumulation obtenus au cours des expériences d'altération à l'eau pure.

Les premières observations ont été réalisées au laboratoire de Minéralogie de la Sorbonne par M^{me} OBERLIN qui nous a fait profiter de sa grande compétence. Par suite, l'examen a été poursuivi avec le microscope RCA EMU 3B (tension : 100 kilovolts) du C. N. R. A. (Versailles). Les échantillons

étaient la plupart du temps disposés simplement sur film de carbone ; dans quelque cas, pourtant, un ombrage au chrome a été réalisé (métallisation sous vide et sous un angle rasant) sur la préparation, afin de mieux préciser le contour de certaines particules.

7) ANALYSE CHIMIQUE

Elle a toujours été effectuée sur produits *calcinés*, généralement après leur étude thermopondérale (1 050° C). La méthode utilisée a été celle mise au point par M. PATUREAU au Laboratoire d'Analyse des Roches du C. N. R. S. [cf. aussi A. W. GROVES (1951): Silicate analysis — George Allen — Londres] — La somme des différents éléments, mis sous forme d'oxydes (SiO_2 , Al_2O_3 , $\text{FeO}\dots$), doit être approximativement de 100 ; elle a été dans tous les cas ramenée à 100 de façon que les résultats, obtenus à partir des divers produits d'une même altération, soient systématiquement comparables.

A. — Éléments Majeurs

Silice : méthode par fusion alcaline au carbonate de sodium ; insolubilisation en présence d'HCl 1/1 ; volatilisation par attaque sulfofluorhydrique.

Hydroxydes : évaluation totale après précipitation à l'ammoniaque en présence de bleu de bromothymol et calcination ; récupération par dissolution avec KHSO_4 .

- Fe_2O_3 et TiO_2 : dosage gravimétrique au Cupferron.
- TiO_2 : dosage colorimétrique à l'eau oxygénée (Méthode de WELLER).
- P_2O_5 : dosage par précipitation à l'état de phosphomolybdate d'ammonium.
- Al_2O_3 : détermination par différence.

CaO : précipitation par l'oxalate d'ammonium ; calcination à 450°C ; transformation au bain de sable en sulfate ; calcination à 900°C.

MgO : précipitation sous forme de phosphate ammoniacomagnésien ; calcination à 900°C et pesée à l'état de pyrophosphate de magnésium.

Alcalins : Na_2O — K_2O .

a) *Pour les roches saines* (cas des échantillons normaux) : Attaque de LAWRENCE — SMITH ; récupération des chlorures alcalins et calciques ; élimination de Ca par précipitation avec $(\text{NH}_4)_2\text{CO}_3$.

- Na : dosage gravimétrique par précipitation de l'acétate triple d'uranyle, zinc et sodium.
- K : dosage gravimétrique par précipitation du perchlorate de potassium en présence d'alcool absolu.

b) *Pour les petits échantillons* : dosage par photométrie de flamme après attaque nitrique. Utilisation de l'appareil mis au point par M. PINTA au Laboratoire O. R. S. T. O. M. — Bondy ; les raies Na et K sont séparées par filtre et mesurées par cellule photoélectrique à couches d'arrêt.

Fer ferreux : utilisation de la méthode de COOKE à l'acide fluorhydrique — Dosage volumétrique par le permanganate de potassium.

CO_2 : Détermination à l'alcalimètre SCHROETTER.

S total : Fusion alcaline (Na_2CO_3) en présence de chlorate de potassium — Dissolution à l'eau chlorhydrique du produit fondu — Précipitation des sulfates par le chlorure de baryum.

B. — Microéléments

Un certain nombre de microéléments ont été dosés par spectrographie au Laboratoire de M. PINTA (Spectrographe HILGER, type LITTROW — source : arc continu — 9 ampères). Les méthodes semiquantitatives utilisées ont été indiquées récemment par l'auteur dans l'ouvrage ci-après : M. PINTA (1962) : Recherches et dosages des éléments traces — 726 p. — Dunod — Paris ; suivant la sensibilité, on a été ainsi amené à employer la technique de comparaison de raies (*op. cit.* p. 382) ou la technique de comparaison de caractéristiques (*op. cit.* p. 388).

ANNEXE II

DÉTERMINATION DES CARACTÉRISTIQUES PHYSICO-CHIMIQUES DES EAUX D'ALTÉRATION

[R. PIOGER : Mémento de chimie-physique des eaux (1955)
— C. D. HODGMAN : Handbook of Chemistry and Physics (1955).]

D'après la loi de HENRY, la quantité d'un gaz dissous dans l'eau est proportionnelle à la pression de ce gaz au sein de l'atmosphère qui est en contact avec l'eau.

1) Si la pression du gaz dans l'atmosphère correspond à la pression normale $P_0 = 1 \text{ atm} = 760 \text{ mm Hg}$, le volume de gaz dissous dans un litre d'eau à 0°C est appelé le *Coefficient d'absorption* α du gaz. Pour obtenir le poids de gaz dissous en mg/litre d'eau, il suffit de multiplier le nombre de centimètres cubes dissous dans un litre d'eau par le poids en milligrammes d'un centimètre cube de gaz à 0°C (K).

On a ainsi :

$$M \text{ (mg/l)} = \alpha \text{ cm}^3 \times K \quad (1)$$

Valeurs de K pour différents Gaz				
Gaz	O ₂	N ₂	CO ₂	H ₂ S
K	1,429	1,250	1,927	1,190

A d'autres températures, le coefficient α est modifié en application de la loi de GAY-LUSSAC, sa variation en fonction de la température est donnée dans les tables de constantes.

2) Si la pression P du gaz dans l'atmosphère est différente de la pression normale P_0 , les valeurs de α sont affectées du paramètre $\frac{P}{P_0}$. On a alors :

$$M' \text{ (mg/l)} = [\alpha_{cm3} \times K] \cdot \frac{P}{P_0} \quad (2)$$

3) Enfin, si l'air est à une pression P_1 différente de la normale P_0 , la véritable pression du gaz sur la solution aqueuse sera égale à $\frac{P}{P_0} \times \frac{P_1}{P_0}$ et la teneur en gaz dissous :

$$M'' \text{ (mg/l)} = [\alpha_{cm3} \times K] \cdot \frac{P}{P_0} \times \frac{P_1}{P_0} \quad (3)$$

Exemples d'évaluation

a) *Cas des Soxhlets en atmosphère gazeuse uniforme* (CO_2 — H_2S).

Exemple de calcul pour H_2S : Il faut évaluer la quantité d'hydrogène sulfuré dissous dans l'eau de condensation du Soxhlet, qui se trouve à une température de 70°C .

On a :

- pression de l'atmosphère dans l'appareil = 760 mm
 - pression de la vapeur saturante de l'eau à 70°C = 230 mm
 - pression réelle de l'hydrogène sulfuré = 530 mm
- avec $K = 1,190$ et $\alpha [70^\circ\text{C}] = 1,022 \text{ cm}^3$

d'où, d'après (2)

$$M_{\text{H}_2\text{S}} (\text{mg/l}) = 1022 \times 1,19 \times \frac{530}{760}$$

soit 840 mg/l

b) *Cas des Soxhlets normaux* (Air).

Exemple de calcul de la quantité d'oxygène dissous dans l'eau de condensation à 70°C . (archétype expérimental) :

On a ici :

- pression de l'atmosphère dans l'appareil = 760 mm
- pression de la vapeur saturante de l'eau à 70°C = 230 mm
- pression réelle de l'air = 530 mm
- pression normale de l'oxygène dans l'air :

$$760 \times \frac{21}{100} = 160 \text{ mm}$$

avec $K = 1,429$ et $\alpha [70^\circ\text{C}] = 18,3 \text{ cm}^3$

d'où, d'après (3)

$$M_{\text{O}_2} (\text{mg/l}) = 18,3 \times 1,429 \times \frac{160}{760} \times \frac{530}{760}$$

= 3,8 mg/l

NOTA : On évalue de la même façon la teneur en N_2 et en CO_2 de l'eau des Soxhlets aérés et ceci pour les différentes températures des expériences.

ANNEXE III

CONSTRUCTION DES ABAQUES HYDROTHERMIQUES

Les « abaques hydrothermiques » [G. EUVERTE (1959)] constituent un mode de représentation graphique commode pour caractériser les climats (vrais ou artificiels) sur le plan des 2 principaux facteurs : chaleur et humidité. On sait en effet qu'à la surface du Globe, l'évapotranspiration augmente selon une progression exponentielle lorsque la température croît arithmétiquement. En moyenne, elle double pour chaque accroissement de la température mensuelle de 6°C ; elle est ainsi de 17,5 mm par exemple à 8°C, 35 mm à 14 °C ; 70 mm à 20°C, 140 mm à 26°C...

Le principe de la construction de l'abaque consiste à mettre en parallèle sur un *même* graphique, les échelles correspondantes de température et d'évapotranspiration en adoptant une graduation arithmétique pour la première et logarithmique pour la seconde. Il suffit alors de tracer les courbes de variations mensuelles de la température et de la pluviosité pour avoir une représentation relativement simple du climat considéré.

Trois cas peuvent se présenter :

- 1) Si les courbes se superposent exactement, les besoins en eau sont satisfaits $\left(\frac{P}{E} = 1\right)$; *mais il n'y a aucun drainage.*
- 2) Si la courbe des températures passe au-dessus de la courbe pluviométrique, la période est **déficitaire** en eau $\left(\frac{P}{E} < 1\right)$; c'est ce qu'on appelle une période *sèche*.
- 3) Si la courbe de la pluviosité est au-dessus de celle des températures, la période correspondante est **excédentaire** $\left(\frac{P}{E} > 1 \rightarrow \text{saison humide}\right)$; non seulement les besoins en eau sont assurés **mais il y a en outre drainage** ($Dr = P - E$).

L'examen du graphique permet ainsi de distinguer rapidement les climats excédentaires avec drainage permanent, des climats continuellement déficitaires (absence complète de drainage) et même des climats intermédiaires avec alternance de saisons sèche et humide. Si on le désire, on peut ensuite préciser les caractères généraux du milieu en déterminant par exemple la durée de la saison sèche ou encore l'intensité de l'excédent ou du déficit hydrique mensuel $\left(\text{valeur du rapport } \frac{P}{E}\right)$.

~

L'utilisation de l'abaque hydrothermique présente un grand intérêt sur le plan **pédogénétique**. En effet son étude met parfaitement en évidence les climats ou saisons *humides* (3^e cas) qui sont les seuls en réalité à être spécialement **actifs** en ce qui concerne l'évolution des sols, par suite d'un *lessivage* effectif. De ce point de vue, les conditions réalisées au cours des recherches expérimentales (figure 4 ; p. 43) correspondent bien à des climats chauds et humides particulièrement agressifs.

ANNEXE IV

GLOSSAIRE

La définition des paramètres et termes nouveaux
a été indiquée en utilisant le signe (*)

Accumulation absolue [J. d'Hoore (1954)]. — Enrichissement d'un horizon par *apport* de substances venant de l'extérieur.

Accumulation relative [J. d'Hoore (1954)]. — Enrichissement d'un horizon en un élément bien déterminé par suite de l'*exportation* des autres éléments constituant originellement le niveau.

Allitisation [H. Harrassowitz (1926)]. — Processus d'altération des aluminosilicates dans les couches superficielles aboutissant à l'élimination totale de la silice originelle et à l'individualisation d'hydrates d'alumine ; la décomposition est dite alors « allitique ».

Allogène ou allochtone — Qui provient d'ailleurs.

***Altération « atmosphérique »**. — Décomposition expérimentale en milieu humide et au contact d'une atmosphère *gazeuse*.

***Altération « phréatique »**. — Décomposition expérimentale en milieu noyé (imprégnation totale) comme dans le cas d'une nappe aquifère.

Authigène (minéral) [Kalkowsky (1880)]. — Minéral secondaire formé *in situ* dans une roche.

Bases. — Synonyme de cations basiques (voir ce terme).

Bauxite. — Roche constituée essentiellement par des Hydroxydes d'aluminium, auxquels peuvent être associés des Hydrates de fer et de la Kaolinite. Elle est en général suffisamment riche en alumine pour servir de minerai d'aluminium.

Biostasie [H. Erhart (1956)]. — Période *calme* de l'histoire de la Terre au cours de laquelle les phénomènes pédogénétiques ont pu jouer intensément ; les sédiments correspondant à de telles époques ont été alors essentiellement d'origine *chimique*.

Cations amphotériques [V. M. Goldsmidt (1937)]. — Ce sont les cations qui peuvent se trouver dans le milieu, soit à l'état d'ions libres, soit à l'état d'hydroxydes insolubles suivant la valeur du pH ; on peut citer Al, Fe^{III}, Cr, Ti...

Cations basiques — Ce sont les cations, tels que Na, K, Ca et Mg, à caractère alcalin nettement accusé et dont les composés chimiques sont de ce fait essentiellement solubles dans la gamme naturelle de pH.

Cations compensateurs (de structure). — Ce sont les cations de gros diamètre qui dans la structure des minéraux silicatés sont situés à l'extérieur des charpentes constituées par l'assemblage des polyèdres d'anions (tétraèdres — octaèdres) ; les 3 principaux sont Na, K et Ca.

Cations octaédriques. — Ce sont les cations qui ont, au cours de la cristallisation, tendance généralement à se disposer à l'intérieur de cavités octaédriques caractérisant certains empilements d'anions [oxygène ou oxhydrile]. C'est le cas d'Al, Fe^{III} (dioctaédriques) et de Mg, Fe^{III}, Co, Ni, Mn^{II}... (trioctaédriques).

Climax (pédologique). [Terme dû à F. E. Cléments (1916) — appliqué à l'origine au tapis végétal ; étendu au sol]. — Échelon *le plus stable* d'une évolution sous un climat donné.

Diagenèse [Terme créé par C. von Gumbel (1888)]. — Processus *secondaire* qui provoque la transformation d'un certain minéral exogène (voir ce mot) en un autre minéral exogène. La diagenèse peut ainsi être d'origine climatique, lorsqu'elle est provoquée par l'action prolongée des agents météoriques.

Drainage climatique. — C'est la hauteur théorique de la lame d'eau (déterminée à l'aide de formules faisant intervenir les seuls facteurs climatiques et en particulier la pluviométrie et la température), qui en moyenne percolerait annuellement à travers un sol donné (drainage calculé); cette valeur est souvent très voisine du drainage annuel observé.

***Éluviat.** — Fraction de la roche *altérée* qui s'est maintenue sur place au cours de la décomposition; elle est constituée essentiellement par les minéraux de néoformation qui, ainsi, sont dits « éluviaux ».

Endogène (roche ou minéral). — Matériel engendré dans des conditions de pression et de température nettement plus élevées que celles qui règnent habituellement à la surface du Globe (couches profondes); les roches éruptives et cristallophylliennes relèvent de cette catégorie génétique.

Endoréique (bassin) [E. de Martonne (1926)]. — Bassin d'accumulation continental sans débouché sur la mer (région d'écoulement intérieur).

Euxinique (milieu). — Milieu sédimentologique caractérisé par une forte teneur en hydrogène sulfuré; généralement, ce gaz est produit lors de la fermentation bactérienne des matières organiques accumulées.

Évaporites. — Composés *salins* cristallisés, qui se déposent lorsque la concentration des eaux-mères atteint une valeur correspondant à la saturation. A la surface du Globe, cette valeur est aisément obtenue dans les bassins des régions arides où l'évaporation climatique est toujours très intense (d'où le nom).

Exogène (roche ou minéral). — Matériel engendré dans les conditions de la surface du Globe; les roches sédimentaires par exemple relèvent de cette catégorie génétique (opposé à primaire — voir ce terme).

Exoréique (région) [E. de Martonne (1926)]. — Région où les écoulements se font vers l'extérieur et aboutissent ainsi jusque dans les dépressions marines.

Ferrallitisation [G. W. Robinson (1949)] — LATÉRITISATION. — « Processus d'altération superficielle de toute roche silicatée alumineuse caractérisé par l'entraînement des alcalins, alcalino-terreux et de la silice et par la formation sur place d'oxydes et d'hydrates d'alumine, de fer et de titane. » [A. Lacroix (1923)]. — Les phénomènes d'allitisation et de ferruginisation (voir ces termes) sont alors simultanés.

Ferruginisation. — Processus d'altération superficielle des silicates ferromagnésiens aboutissant au *maintien* « in situ » du fer à l'état ferrique et à son individualisation sous forme d'hydrates plus ou moins cristallisés.

***Ferrisation.** — Processus qui se développe, lorsqu'une plus ou moins grande quantité de fer *déplacé* en solution est brutalement insolubilisée à l'état d'hydrates ferriques en arrivant dans le milieu d'accumulation.

Gleyification (du mot russe « Gley » d'origine dialectique qui signifie Glaise). — Ce terme recouvre l'ensemble des réactions d'oxydoréduction qui caractérisent les milieux pédologiques *noyés* (par saturation du sol) et nettement anaérobies.

Hydrogéniques (minéraux) [A. W. Grabau (1904)]. — Minéraux exogènes formés en milieu *aqueux* (bassins sédimentaires) grâce à la mise en œuvre de réactions de précipitations d'origine physicochimique ou biochimique.

***Hydrolys.** — Fraction de la roche initiale qui a été entièrement décomposée sous l'action de l'eau (hydrolyse).

Hydrolyse des silicates. — Décomposition chimique due à l'attaque des édifices silicatés par les ions H^+ et OH^- de l'eau.

Hydromorphie. — Ensemble des caractères pédologiques montrant l'influence prédominante de l'eau saturante sur l'évolution du profil; la gleyification (voir ce terme) est en général une des conséquences de l'hydromorphie.

Illite. — Terme général pour désigner les argiles *micacées* (2 couches de silice — équidistance stable à 10 Å) lorsqu'elles sont *dioctaédriques* — type : $[\text{Si}_{4-x}\text{Al}_x]\text{O}_{10}\text{Al}_2(\text{OH})_2\text{K}_x$.

***Illitisation.** — Cas particulier de la phyllitisation et de la siallitisation (voir ces termes) qui aboutit à l'apparition généralisée d'Illite dans les roches en voie d'altération.

Intrazonal (processus) (voir zonalité).

K_i [H. Harrassowitz (1926)] — paramètre moléculaire représentant le rapport $\frac{\text{SiO}_2}{\text{Al}_2\text{O}_3}$ dans le Reliquat d'altération ; K_i est donc égal à $\frac{\text{SiO}_2 \text{ pondéral } (\%)}{\text{Al}_2\text{O}_3 \text{ pondéral } (\%)} \times 1,7$.

***L** — Paramètre moléculaire représentant le rapport $\frac{\text{SiO}_2}{\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{CaO} + \text{MgO}} = \frac{\text{SiO}_2}{\text{Bases}}$ dans le lessivage d'altération (expériences) ou les eaux de drainage (milieu naturel).

Landschaft [B. B. Polynov (1945)]. — Région homogène de la surface du Globe où les conditions réglant l'évolution des divers éléments chimiques sont identiques.

Latéritisation (voir Ferrallitisation).

Lessivage pédologique. — Ce terme évoque essentiellement le déplacement des constituants du sol doués de propriétés colloïdales (argile — humus), qui affecte dans certaines conditions (dispersion) les horizons supérieurs des profils. Il est cependant assez ambigu car le mot de Lessivage est couramment utilisé pour traduire, par exemple, l'évacuation en solution des divers éléments chimiques constituant le milieu ; c'est pourquoi F. W. Friedland (1958) a proposé de désigner le seul phénomène d'entraînement des particules colloïdales du sol par le terme particulier d'ILLIMÉRISATION.

***Lessivat d'altération.** — C'est la fraction de la roche décomposée qui est éliminée avec les eaux de lessivage. Il représente donc le contenu des solutions de drainage.

***Lessivat d'accumulation.** — C'est l'ensemble obtenu par concentration progressive des eaux de lessivage.

Météoriques (agents). — Synonyme d'agents climatiques.

Minéralisation. — C'est la transformation complète des matières organiques (résidus végétaux) en substances gazeuses (CO₂, H₂O...) ce qui libère en même temps les composés minéraux constituant généralement les cendres (phosphates — sulfates...)

***N** — Indice géochimique synthétique, qui est le rapport des paramètres L et R ; $\left[\frac{L}{R} \right]$ (voir ces termes)

Néogénèse. — (ou néoformation) — Synthèse complète « de novo » [G. Millot (1961)] d'un minéral exogène à partir d'éléments provenant plus ou moins directement de la décomposition de minéraux endogènes.

Paraclimax (pédologique) (voir auparavant climax). — Échelon suffisamment stable de l'évolution géochimique pour qu'il apparaisse à l'échelle de temps pédologique comme le véritable climax ; en réalité, il vaudrait mieux parler de « pseudoclimax ».

Paragenèse [A. Breithaupt (1849)]. — Concept qui traduit le fait que 2 ou plusieurs minéraux peuvent être engendrés dans le même milieu lors de la mise en œuvre d'un processus géochimique bien déterminé.

***Phyllitisation.** — Processus de décomposition chimique qui transforme les silicates primaires en minéraux argileux à structure feuilletée (Phyllosilicates) ; il recouvre donc la siallitisation et la simatisation (voir ces termes).

Podzolisation [V. V. Dokoutchaev (1879)]. — Processus d'altération des roches silicatées dans les couches superficielles aboutissant à l'individualisation d'un résidu blanc poudreux, plus ou moins épais, qui est constitué exclusivement de *silice* et dont l'aspect « cendré » est très caractéristique ; d'où le nom du phénomène (en russe, zola : cendre). Sur le plan géochimique, le développement d'un tel processus exige ainsi l'exportation massive de tous les autres éléments contenus initialement dans la roche mère.

Primaire. — Terme qui d'une façon générale signifie matériel de départ ; en réalité, il est le plus souvent synonyme d'endogène (voir ce terme).

- ***R** — Paramètre moléculaire représentant le rapport $\frac{\text{SiO}_2 \text{ combiné}}{\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{CaO} + \text{MgO}}$ dans la roche mère.
- ***Reliquat** (d'altération) = ZERSATZ [H. Harrassowitz (1962)]. — C'est ce qui reste d'une roche après qu'elle ait subi une altération donnée. Si la décomposition a été totale, on est en présence d'un ensemble de minéraux néogènes, qui résultent de la recombinaison sur place des divers éléments maintenus au cours de l'attaque [Éluviat (voir ce terme)]; si celle-ci n'a été que partielle, on a alors affaire à un mélange de minéraux néogènes [Éluviat] et de minéraux primaires non décomposés [Résistat (voir ci-dessous)].
- ***Résistat** (d'altération). — Il est constitué par l'ensemble des minéraux primaires de la roche initiale qui, au moment de l'examen du matériel, n'ont pas encore subi de phénomène d'altération.
- Saponite** — Smectite (voir ce terme) *trioctaédrique* (donc essentiellement ferromagnésienne) à substitution tétraédrique.
Type : $\text{Si}_{4-x}\text{Mg}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2\text{CE}_x$
- Siallitisat** [H. Harrassowitz (1926)] — Processus d'altération des aluminosilicates dans les couches superficielles aboutissant à la formation d'argiles *alumineuses* ; il recouvre ainsi la kaolinisation, l'illitisation...
- ***Simatisation**. — Processus de formation d'argiles trioctaédriques, c'est-à-dire généralement magnésiennes ou ferromagnésiennes.
- Smectite**. — Terme ancien désignant un certain nombre de roches argileuses à propriétés détergentes. Depuis G. Brown (1955), il s'applique à l'ensemble des minéraux argileux à 2 couches de silice 2:1 qui sont doués de propriétés *gonflantes* (équidistance apparente variable) ; la montmorillonite, la stévensite, la bédouillite, la saponite... sont des smectites.
- Stévensite**. — Smectite *trioctaédrique* (ferromagnésienne) à substitution *octaédrique*.
Type : $\text{Si}_4\text{O}_{10}\text{Mg}_{3-x}(\text{OH})_2\text{CE}_{2x}$
- Sulphuretum**. — Ce terme désigne l'ensemble des milieux (vase ou sol) noyés et imprégnés d'hydrogène sulfuré.
- Syngénèse**. — Un minéral est syngénétique lorsque sa formation est *contemporaine* de l'individualisation du matériel dans lequel on le trouve.
- ***Taux de lessivage**. — Quantité totale d'éléments évacués *en solution* au cours de l'altération d'une roche donnée, rapportée à un poids de matériel et à un volume de drainage bien déterminés.
- Vadoses** (minéraux). — « Minéraux stables dans l'enveloppe thermodynamique superficielle » [W. Vernadsky (1924)].
- Zonalité** (pédologique) [V. V. Dokoutchaev (1898)]. — Ce concept traduit le fait que l'évolution géochimique superficielle réalisée en un lieu donné ne dépend que des caractéristiques climatiques de la station considérée ; dans ces conditions, à chacune des grandes zones climatiques, qui s'étendent autour du pôle en bandes parallèles à l'Équateur, doit correspondre une véritable zone pédogénétique, c'est-à-dire une zone où les phénomènes d'altération développés à partir des roches les plus diverses aboutissent, lorsque la période est suffisamment longue, à des sols de *même type* ; c'est la zonalité *latitudinale*. Dans les régions de montagne, les différents domaines climatiques qui s'étagent en fonction de l'altitude correspondent de la même façon à des bandes pédogénétiques bien déterminées (zonalité *altitudinale*). On dit ainsi dans les deux cas qu'on est en présence de sols ZONAUX.
- Il arrive cependant que l'évolution engendrée en certains points d'une zone soit différente de celle qui caractérise l'ensemble de la zone, par suite de particularités pétrographiques (roche calcaire par exemple) ou hydriques (absence de drainage) ; les sols formés dans de telles conditions sont dits alors INTRAZONAUX.
- ***Zonation** (pédologique). — La variation des conditions de l'altération et de la néogénèse en fonction de la profondeur d'un profil (variation qui résulte de modifications dans le régime hydrique le long du même profil), conduit à l'individualisation d'une série de niveaux superposés, généralement parallèles à la surface du sol et caractérisés par une composition chimique et minéralogique bien définie. C'est ce qu'on appelle la zonation *verticale* qui naturellement apparaît d'autant mieux que les profils sont plus épais.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- ALEXANDER G. B., HESTON W. M., ILER H. K., 1954. The solubility of amorphous silica in water. *Jour Phys. Chem.*, **58**, 453-455.
- ALLEN V. T., 1935. Mineral composition and origin of Missouri flint and diaspore clays. *Miss. Geol. Survey*, 58th Biennial Report, 1-24.
- ALLEN V. T., 1948. Formation of bauxite from basaltic rocks of Oregon. *Econ. Geol.*, **43**, 619-626.
- ALLEN V. T., 1952. Petrographic relations in some typical bauxite and diaspore deposits. *Bull. Soc. Geol., America*, **63**, 649-688.
- ALLEN V. T., 1960. Comparison of bauxite deposits of Europe with those in the U. S. A. *XXI^e Cong. Int. Géol. Copenhagen*, **16**, 230-236.
- ANTIPOV-KARATAEV I. N., KADER G. M., 1956. Essai d'une étude expérimentale sur les processus d'hydrolyse des minéraux primaires et sur la formation des minéraux argileux secondaires (en russe). *V^e Conf. sur la Minéralogie expérimentale et technique, Moscou*, 159-165.
- ANTIPOV-KARATAEV I. N., TSURUPA I. G., 1961. On forms and conditions of substance migration in the soil profile; a review of foreign literature. *Soviet Soil Sc.* (Éd. angl. de Pochvovedénie), 815-823.
- AOMINE S., YOSHINAGA. N., 1955. Clay minerals of some well drained volcanic ash soils in Japan. *Soil Sc.*, **79**, 349-358.
- ARCHAMBAULT J., 1960. Les eaux souterraines de l'Afrique occidentale. *Service de l'Hydraulique de l'A.O.F.*, Dakar, 137 p.
- ARRHENIUS G., 1953. Sediment cores from the East Pacific. *Journ. Geol.*, **61**, 385-386.
- AUBERT G., 1941. Les sols de la France d'Outre-mer. *Monogr. Minist. Agriculture*, Paris, 90 p.
- AUBERT G., HÉNIN S., 1945. Relations entre le drainage, la température et l'évolution des sols. *C. R. Acad. Sc.*, **220**, 330-332.
- AUBERT G., 1954. Les sols latéritiques. *V^e Cong. Int. Sc. Sol Léopoldville*, **1**, 103-118.
- AUBERT G., 1958. *Cours de Pédologie*, ORSTOM. (Inédit.)
- BACHELIER G., 1963. Influence du climat sur les processus pédobiologiques de l'humification et de la déshumification. *Pedobiologia*, **2**, 153-163.
- BARON G., 1960. Sur la synthèse de la dolomite. Application au phénomène de la dolomitisation. *Rev. Inst. Fr. Pétrole*, **15**, 1-68.
- BARRÉ M., 1912. Sur quelques carbonates doubles de calcium. *C. R. Acad. Sc.*, **154**, 279-280.
- BASTISSE E. M., 1945. Rôle vecteur de divers anions minéraux et organiques dans les phénomènes géochimiques et physiologiques. *Ann. agron.*, **15**, 30-56.
- BAVER L. D., SCARSETH H. G., 1930. Subtropical weathering in Alabama as evidenced in the Susquehanna fine sandy loam profile. *Soil Res.*, **2**, 288-307.
- BEHRE C. H., 1932. Origin of bauxite deposits. *Econ. Geol.*, **27**, 678-680.
- BÉNARD J., 1958. in P. PASCAL : *Nouveau Traité de Chimie minérale*. IV. Calcium : Combinaisons avec le Soufre, 407-438 ; Carbonates, 514-532. Masson, Paris.
- BÉTRÉMIEUX R., 1951. Étude expérimentale de l'évolution du fer et du manganèse dans les sols. *Ann. agron.*, 193-295.
- BIROT P., CAILLÈRE S., HÉNIN S., 1959. Étude des premiers stades de l'altération de quelques roches. *Ann. agron.*, 257-265.
- BIROT P., 1959. *Géographie physique de la zone intertropicale*. 244 p., C. D. U., Paris.
- BISCHOF G., 1847. *Lehrbuch der chemische und physische Geologie*. 2 vol., 764 p.
- BLANCK E., 1930. *Handbuch der Bodenlehre* — Tome II : Die Verwitterungslehre und ihre klimatologischen Grundlagen — 314 p., Springer-Berlin.
- BLOOMFIELD C., 1952. Translocation of iron in podzol formation. *Nature Land.*, 170.
- BONIFAS M., 1959. Contribution à l'étude géochimique de l'altération latéritique. *Mémoires Serv. Geol. Alsace-Lorraine* n° 17, 159 p.
- BONYTHON C. W., 1956. The salt of lake Eyre, its occurrence in Madigan Gulf and its possible origin. *Trans. Roy. Soc. South Australia*, **79**, 66-92.
- BOURCART J., 1936. Les pénéplaines du Maroc et du Sahara. *Mélanges off. à E. F. Gauthier*, 1-20.
- BOURCART J., 1946. Sur l'altération (dite maladie des pierres) des façades de tuffeau en Touraine et en Anjou. *C. R. Acad. Sc.*, **223**, 290-292.
- BOURCART J., 1947. Sur les causes de la pénéplénation du pays du Léon (Finistère). *C. R. Acad. Sc.*, **224**, 1337-1338.

- BOURCART J., RICOUR J., 1952. Essai sur les conditions de sédimentation des niveaux salifères du Trias. *XIX^e Cong. Int. Geol. Alger*, **13**, 35-47.
- BOURCART J., 1957. *L'érosion des continents*. . A. Colin . Paris, 216 p.
- BREITHAUP T. A., 1849. Paragenesis der Mineralien . Freiberg — d'après J. ORCEL : La métallogénie, in *Aspects actuels de la Minéralogie*, 75^e Anniversaire Soc. Fr. Min., 573-597, Masson-Paris.
- BRINDLEY G. W., RADOSLOVICH E. W., 1956. X-ray studies of the alteration of soda feldspars. *Proc. 4th Nat. Conf. Clays and Clay Minerals*, 330-336.
- BROWN G., 1955. Report on the clay minerals group sub-committee on nomenclature of clay minerals, *Clays Miner. Bull.*, **2**, 294-302.
- BROWN J., 1961. *The X-ray identification and crystal structures of clay minerals*. Mineralogical Society. London, 544 p.
- CAILLÈRE S., HÉNIN S., 1951. Étude de l'Alios des Landes. *Ann. agron.*, 296-316.
- CAILLÈRE S., BIROT P., HÉNIN S., 1952. Formation d'un minéral argileux par altération expérimentale d'un gabbro. *C. R. Acad. Sc.*, **234**, 2104-2106.
- CAILLÈRE S., KRAUT F., 1954. Les gisements de fer du bassin lorrain. *Mém. Muséum Nat. Hist. Nat. Série C*, **4**, 1-192.
- CAILLÈRE S., HÉNIN S., ESQUEVIN J., 1955. Synthèse à basse température de quelques minéraux ferri-fères (Silicates et Oxydes). *Bull. Soc. Fr. Min.*, **78**, 227-241.
- CAILLÈRE S., HÉNIN S., 1956. Les phyllites des minerais de fer sédimentaires et leurs conditions de genèse. *XX^e Cong. Int. Geol. Mexico*, Fasc. CIPEA, 9-20.
- CAILLÈRE S., HÉNIN S., 1957. Propositions pour normaliser la nomenclature des minéraux argileux. *Bull. Gr. Fr. Argiles*, **9**, 77-83.
- CAILLÈRE S., HÉNIN S., BIROT P., 1957. Sur la formation transitoire de montmorillonite dans certaines altérations latéritiques. *C. R. Acad. Sc.*, **244**, 788-791.
- CAILLÈRE S., GATINEAU L., HÉNIN S., 1960. Préparation à basse température d'hématite alumineuse. *C. R. Acad. Sc.*, **250**, 3677-3679.
- CAILLÈRE S., KRAUT F., 1960. Les minerais de fer siluriens de la péninsule armoricaine. *XXI^e Cong. Int. Geol. Copenhagen*, **16**, 171-180.
- CAILLÈRE S., HÉNIN S., 1960. Propriétés des ions et conditions de synthèse des minéraux argileux. Cas du fer. *XXI^e Cong. Int. Geol. Copenhagen*, **24**, 73-79.
- CAILLÈRE S., POBÉGUIN Th., 1961. Sur les minéraux ferri-fères des bauxites. *C. R. Acad. Sc.*, **253**, 288-290.
- CAILLÈRE S., HÉNIN S., 1961. Préparation d'hydroxydes mixtes d'aluminium et de fer. *C. R. Acad. Sc.*, **253**, 690-691.
- CAILLÈRE S., HÉNIN S., 1961. Vue d'ensemble sur le problème de la synthèse des minéraux argileux à basse température. *Colloque Int. C.N.R.S. n° 105, Genèse et synthèse des argiles*, 31-43.
- CAILLÈRE S., POBÉGUIN Th., 1962. Boehmite et diaspore dans une bauxite de Pereille (Ariège). *C. R. Acad. Sc.*, **254**, 137-139.
- CAMPBELL J. M., 1917. Latérite : its origin, structure and minerals. *Min Mag.*, **27**, 67-77 ; 120-128 ; 171-179 ; 220-229.
- CARTON P., 1960. *Météorologie et écologie climatologique tropicales*. 136 p. (Ronéo). ESAAT, Nogent-sur-Marne.
- CHATONIER D., 1957. Contribution à l'étude de la minéralisation des eaux en rapport avec la composition chimique du sous-sol, 172 p. Th. Clermont-Ferrand. (Chapitre IV en particulier.)
- CHARLOT G., 1957. *L'analyse qualitative et les réactions en solution*. Masson, Paris, 365 p.
- CHRÉTIEN A., 1955. *Chimie des éléments A — Groupe II* — Éd. Sc. Hermant, Paris, 107 p.
- CLARKE F. W., 1924. The data of geochemistry. *U. S. Geol. Survey, Bull* 770, 841 p. Washington.
- CLEMENTS F. E., 1916. *Plant succession. An analysis of the development of vegetation*, Carnegie Inst., Washington, 512 p.
- COLLIER D., 1961. Mise au point sur les processus de l'altération des granites en pays tempérés. *Ann. agron.*, **12**, 273-331.
- CORRENS C. W., ENGELHARDT W. von, 1938. Neue Untersuchungen über die Verwitterung des Kalifeldspates. *Chemie der Erde*, **12**, 1-22.
- CORRENS C. W., 1940. Die chemische Verwitterung der Silikate. *Die Naturwissenschaften*, **28**, 369-376.
- CORRENS C. W., 1940. Über die Löslichkeit von Kieselsäure in schwachsauren und alkalischen Lösungen. *Chemie der Erde*, **13**, 92-96.
- CORRENS C. W., 1951. La descomposicion química de los silicatos en el laboratorio y en el suelo. *Ann. Edaf. Fisiol. Veg.*, **10**, 625-636.
- CORRENS C. W., 1952. Zur Geochemie des Eisens. *XXI^e Cong. Int. Géol. Alger*, Symposium Gisements de Fer, **2**, 23-27.
- CORRENS C. W., 1961. The experimental chemical weathering of silicates. *Clay Minerals Bull*, **4**, 249-265.
- CUSHMAN A. S., 1905. Action de l'eau sur les roches pulvérisées. *U. S. Dept. Agric. Bureau Chem.*, Bull 92.
- CUSHMAN A. S., 1906. Sur la décomposition des roches par lessivage à l'eau. *Chem. News.*, 50-53.
- CUSHMAN A. S., HUBBARD P., 1907. La décomposition des feldspaths par l'eau. *U. S. Dept. Agric. Off. public Roads*, Bull 28.

- DAIKUHARA G., 1914. Über die Auflöslichkeit der Bestandteile von Gesteinen und Mineralien in CO_2 -haltigem Wasser. *Jahr. Forschr. Agrikulturchemie*, 38.
- DAUBRÉE A., 1857. Recherches expérimentales sur le striage des roches dû au phénomène erratique et sur les décompositions chimiques produites dans les réactions mécaniques. *C. R. Acad. Sc.*, **44**, 997-999.
- DAUBRÉE A., 1879. *Études synthétiques de géologie expérimentale*. Dunod, Paris, 828 p.
- DEBYSER J., ROUGE P., 1956. Sur l'origine du fer dans les eaux interstitielles des sédiments marins actuels. *C. R. Acad. Sc.*, **243**, 2111-2113.
- DEFOSSEZ M., 1958. Contribution à l'étude géologique et hydrogéologique de la boucle du Niger. *Th. Mem. B. R. G. M*, n° 13, 174 p. (1962).
- DEMOLON A., BASTISSE E. M., 1936. Genèse des colloïdes argileux dans l'altération du granite en case lysimétrique. *Ann. agron.*, 1-8.
- DEMOLON A., BASTISSE E. M., 1946. Observations sur les premiers stades de l'altération spontanée d'un granite et la genèse des colloïdes argileux. *C. R. Acad. Sc.*, **223**, 115-118.
- DOMMERGUES Y., 1962. Contribution à l'étude de la dynamique microbienne des sols en zone semi-aride et en zone tropicale sèche. *Ann. agron.*, **13**, 265-324, 391-468.
- DUCHAUFOR Ph., 1960. *Précis de Pédologie*. Masson, Paris, 438 p.
- DUMONT J., 1909. Sur la décomposition chimique des roches. *C. R. Acad. Sc.*, **149**, 1390-1392.
- DURUM W. H., HEIDEL S. G., TISON L. J., 1960. World-wide runoff of dissolved solids. *XII^e Ass. Gen. Union int. Géodésie et Geophys. Helsinki*, Commission Surface Waters, 618-628.
- EBELMEN H., 1845. Recherches sur les produits de décomposition des espèces minérales de la famille des silicates. *Ann. Mines*, **7**, 3.
- EBELMEN H., 1847. Recherches sur la décomposition des roches. *Ann. Mines*, **12**, 627.
- EDELMAN C. H., 1950. The isoelectric formation of lateritic soils. *IV^e Cong. Int. Sc. Sol, Amsterdam*, **1**, 308-310.
- ENGELHARDT W. von, 1939. Versuch über die Verwitterung des Feldspates. *Fortschr. Min. Krist. Petrog.*, **21**, 276.
- ERHART H., 1926. L'influence de l'origine géologique et des facteurs extérieurs sur la formation et la valeur culturale des terres latéritiques de l'Est de Madagascar. 112 p. *Th. Larose*. Paris.
- ERHART H., 1943. Sur la nature et l'origine des sols du Delta central nigérien. *C. R. Acad. Sc.*, **217**, 379-381.
- ERHART H., 1953. Sur la nature minéralogique et la genèse des sédiments de la cuvette tchadienne. *C. R. Acad. Sc.*, **237**, 401-403.
- ERHART H., 1956. *La genèse des sols en tant que phénomène géologique*. Coll. Évolution des Sciences, n° 8, Masson, Paris, 90 p.
- ERHART H., 1963. Sur le cycle de la silice hydratée dans la biosphère. *C. R. Acad. Sc.*, **256**, 3731-3734.
- ESTIVAL J., SCHNEEGANS D., 1935. Sur les gisements de soufre natif des bassins oligocènes du Midi de la France. *Cong. Int. Mines et Géol. Appl. Paris*, **1**, 341-349.
- EUVERTE G., 1959. *Les climats et l'agriculture*, P. U. F., Paris, 122 p.
- EVANS R. C., 1954. *Chimie et structure cristalline*. (Éd. française.) Dunod, Paris, 330 p.
- FAIVRE R., 1946. Recherches des conditions physicochimiques de précipitation des trois formes cristallines de CO_2Ca préparé par double décomposition du Cl_2Ca et du CO_2Na_2 . *C. R. Acad. Sc.*, **222**, 140-141. Voir aussi FAIVRE R., CHAUDRON G., 1947. *II^e Cong. Int. Chim. Pure et Appl., Londres*, 87-103.
- FAYARD M., 1953. Diplôme d'Études Supérieures, d'après J. BÉNARD (1958), in P. PASCAL : *Nouveau Traité de Chimie Minérale*, tome IV, Masson, Paris.
- FIELDS M., 1956. Clay mineralogy of New Zealand soils : Allophane and related minerals colloids. *New Zeal. Journ. Sc. and Technology*, **37**, 336-350.
- FITTOGEN H., 1873. Über den Einfluss von Salzlösungen und anderen bei der Verwitterung in Betracht kommenden Agentien auf die Zersetzung des Feldspates. *Landwirtsch. Jahrbücher*, **2**, 457.
- FORESTIER H., CHAUDRON G., 1925. Points de transformation des solutions solides d'alumine ou de sesquioxydes de chrome dans le sesquioxyde de fer. *C. R. Acad. Sc.*, **180**, 1264-1266.
- FOURNET J., 1833. Mémoire sur la décomposition des minerais d'origine ignée et leur conversion en kaolin. *Ann. Chim. Phys.*, **55**, 225-256.
- FREISE F. W., 1935. Erscheinung des Erdfließens im Tropenurwäld. *Zeitschr. für Geomorphologie*, **9**, 88-98.
- FRICKE R., ACKERMANN P., 1934. Über Wärmeinhalt und Gitterstruktur aktiver Eisen III-Oxyde. *Zeitschr. Elektrochemie*, **40**, 630.
- FRIEDLAND F. W., 1958. To the problem of podsolisation and illimerisation (en russe, rés. angl.). *Pochvo-védénie*, 27-38.
- GAGEL G., STREMMER H., 1909. Über einen Fall von Kaolinbildung im Granit durch einen kalten Säuerling. *Zent. für Min.*, 427-437 ; 467-475.
- GALLAGHER P. H., 1942. The mobile colloidal humus of podsol soils and its relationship to the process of podsolisation. *Proc. Roy. Irish. Acad.*, **43**, 213-219.
- GASTUCHE M. C., HERBILLON A., 1962. Étude des gels d'alumine : cristallisation en milieu désionisé. *Bull. Soc. Chim. Fr.*, 1404-1412.

- GÈZE B., 1951. Réflexions sur le principe de la classification climatique des sols. *LXX^e Cong. A. F. A. S.*, Tunis, **4**, 1-8.
- GINZBURG I. N., 1952-1960. *Écorce d'altération*. 3 vol. (en russe). Acad. Sc. U. R. S. S., Moscou.
- GINZBURG I. N., KABANOVA E. C., 1957. Teneur et formes de la silice dans les eaux naturelles (en russe). *Geochimia*, 313-342.
- GLANGEAUD L., 1941. Évolution des minéraux résiduels et notamment du quartz dans les sols d'A. O. F. *C. R. Acad. Sc.*, **212**, 862-863.
- GLANGEAUD L., 1942. Une étude statistique de l'action du bioclimat sur la composition chimique et minéralogique des sols de la Côte-d'Ivoire. (Rapport Silice/Alumine.) *C. R. Acad. Sc.*, **214**, 360-362.
- GLANGEAUD L., 1956. Classification des sols et hiérarchie des phénomènes en pédologie. *VI^e Cong. Int. Sc. Sol.*, Paris, **A**, 176-179.
- GLANGEAUD L., 1962. Les transferts d'échelle en Géologie et Géophysique. *Bull. Soc. Geol. Fr.* **4**, 912-961.
- GOLDICH S. S., 1938. A study in rock weathering. *Journ. Geol.*, **46**, 17-58.
- GOLDSMIDT V. M., 1937. The principles of distribution of chemical elements in minerals and rocks. *Chem. Soc. London. Journ.*, 655-673.
- GOLDSMIDT V. M., 1958. *Geochemistry*, 2^e édit., Clarendon Press, Oxford, 730 p.
- GOLSMITH J. R., GRAF D. L., 1958. Relation between lattice constants and composition of Ca-Mg carbonates. *Amer. Min.*, **43**, 84-101.
- GORDON M. J., TRACEY J. J., ELLIS M. W., 1958. Geology of the Arkansas bauxite region. *U. S. Geol. Survey*, Washington, Prof. Paper 299, 263 p.
- GRABAU A. W., 1904. On the classification of sedimentary rocks. *Amer. Geol.*, **33**, 228-247.
- GRIM R. E., 1953. *Clay mineralogy*. Mac Graw-Hill, New York, 384 p.
- GUTH J., 1940. La corrosion des métaux ferreux. *Bull. Ass. Fr. prop. app. à vapeur*, Mulhouse.
- HACHE A., 1959. *La corrosion des métaux*. Presses Univers. France, Paris, 124 p.
- HALL N. S., 1943. A laboratory method for the artificial alteration of aluminosilicates. *Agric. Exp. Stat North Carolina-Tech. Bull.*, n° 77, 1-32.
- HALLIMOND A., 1925. Iron ores : Bedded ores of England and Walles. *Mem. Geol. Survey Great Britain*, n° 29.
- HARRASSOWITZ H., 1926. Laterit. *Fortschr. Geol. Paleontologie*, Berlin, **4**, 253-565.
- HARRISON J. B., 1933. The Katamorphism of igneous rocks under humid tropical conditions. *Imperial Bureau of Soil Science, Harpenden*, 79 p.
- HÉNIN S., 1947. La formation des argiles et la pédologie. *Cong. Pédologie méditerranéenne*, Montpellier-Alger, 97-108.
- HÉNIN S., BÉTRÉMIEUX R., 1948. Essai de pédologie expérimentale. *C. R. Acad. Sc.*, **227**, 1393-1395.
- HÉNIN S., ROBICHET O., 1953. Sur les conditions de formation des minéraux argileux par voie expérimentale à basse température. *C. R. Acad. Sc.*, **236**, 517-519.
- HÉNIN S., 1956. Quelques oxydes et hydroxydes considérés du point de vue pédologique. *Bull. Gr. Fr. Argiles*, **8**, 1-10.
- HÉNIN S., 1956. Classification des minéraux argileux. *Bull. Gr. Fr. Argiles*, **8**, 29-35.
- HÉNIN S., 1957. Essais de synthèse des minéraux argileux à partir de gels de silice. *C. R. Acad. Sc.*, **244**, 225-227.
- HÉNIN S., MONNIER G., TURC L., 1959. Un aspect de la dynamique des matières organiques du sol. *C. R. Acad. Sc.*, **248**, 138-141.
- HEYSTEK H., SCHMIDT E. R., 1954. The mineralogy of the attapulgite-montmorillonite deposit in the Springbok flats, Transvaal. *Trans. Geol. Soc. South-Africa*, **56**, 99-116.
- HOORE J. d', 1954. L'accumulation des sesquioxydes libres dans les sols tropicaux. *I. N. E. A. C, Bruxelles*, Bull 62, 132 p.
- HOPPE H. J., 1941. Untersuchungen an Palagonittufen und über ihre Bildungsbedingungen. *Chemie der Erde*, **13**, 484-514.
- HOSE H. R., 1960. The genesis of bauxites, ores of aluminium. *XXI^e Cong. Int. Géol. Copenhague*, **16**, 237-247.
- HOUGH G. H., BYERS H. G., 1937. Chemical and physical studies of certain Hawaiian soil profiles. *U. S. D. A. Tech. Bull.*, 584, 26 p.
- HUTTON J. T., STEPHENS C. G., 1956. The paleopedology of Norfolk Island. *Journ. Soil. Sc.*, **7**, 255-267.
- IIMAYA J. T., 1961. Étude préliminaire sur la solubilité du basalte dans l'eau à haute température. *Bull. Soc. Fr. Min.*, **84**, 128-130.
- ISSATCHENKO B., 1924. Sur la fermentation sulfhydrique de la Mer Noire. *C. R. Acad. Sc.*, **178**, 2204-2206.
- JACQUOT E., WILM E., 1894. *Les sources minérales de la France*. Baudry et C^{ie}, Paris, 602 p.
- JACKSON M. L., SHERMAN G. D., 1953. Chemical weathering of minerals in soils. *Advances in Agronomy*, **5**, 219-318.
- JENNY H., 1941. *Factors of soil formation*. Mac Graw-Hill, New York, 281 p.
- JONES H. T., WILCOX J. S., 1929. Studies in soil genetics. *Journ. Soc. Chem. Ind. Transactions*, **48**, 304-308.
- JOFFE J. S., 1936. *Pedology*, Rutgers University Press, New Jersey, 2^e édit. (1949). 575 p.

- JUNG J., BROUSSE R., 1959. *Classification modale des roches éruptives*, Masson, Paris, 122 p.
- KABANOVA E. C., 1960. Sur la dissolution des minéraux de la silice par les solvants aqueux (en russe). in I. N. GINZBURG : *Écorce d'altération*, 3, 351-359, Moscou.
- KELLER W. D., 1957. *The principles of chemical weathering*. Lucas brothers, Columbia, 110 p.
- KOBAYASHI J., 1955. Chemical investigation on the water of the rivers of Japan : The nature of water in the Kanto districts. *Berichte. Ohara Inst. für Landwirtschaft. Biol.*, 10, 157-214.
- KRAUSKOPF K. B., 1956. Dissolution and precipitation of silica at low temperatures. *Geoch. Cosmo. Acta*, 10, 1-26.
- KRAUSKOPF K. B., 1959. Geochemistry of silica. *Soc. Econ. Paleont. Min. Publ.* n° 7, 4-19.
- KRUGER G., 1939. Verwitterungsversuche am Leucit. *Chemie der Erde*, 12, 236-264.
- KRUMBEIN W. C., GARRELS R. M., 1952. Origin and classification of chemical sediments in terms of pH and oxidation-reduction potentials. *Journ. Geol.*, 60, 1-33.
- KUBIENA W. L., 1953. *The soils of Europe*, Th. Murby, London, 318 p.
- KUBLER B., 1958. Calcites magnésiennes d'eau douce dans le tertiaire du Jura neuchâtelois. *Ecologiae Geol. Helv.*, 51, 676-685.
- KUENEN Ph., 1958. Experiments in geology. *Trans. Geol. Soc. Glasgow.*, 23, 1-28.
- LACROIX A., 1893-1913. *Minéralogie de la France et de ses colonies*. 5 vol., Béranger, Paris. (En particulier, tome III, 396-398.)
- LACROIX A., 1913. Les latérites de la Guinée et les produits d'altération qui leur sont associés. *Nouv. Arch. Muséum Hist. Nat.*, 5^e série, 5, 255-356.
- LACROIX A., 1923. *Minéralogie de Madagascar*. 3 vol., Soc. Édit. Géogr. Maritime et Coloniale, Paris. (En particulier, tome III, 91-149.)
- LAFFITTE P., 1952. Limites de stabilité de l'anhydrite. *Ann. Ponts et Chaussées*, 6, 709-716.
- LAGACHE M., WYART J., SABATIER G., 1961. Dissolution des feldspaths alcalins dans l'eau pure ou chargée de CO₂ à 200°C. *C. R. Acad. Sc.*, 253, 2019-2022.
- LAGACHE M., WYART J., SABATIER G., 1961. Mécanisme de la dissolution des feldspaths alcalins dans l'eau pure ou chargée de CO₂ à 200°C. *C. R. Acad. Sc.*, 253, 2296-2299.
- LAPLANTE A., 1954. Les sols foncés tropicaux d'origine basaltique au Cameroun. *V^e Cong. Int. Sc. Sol, Léopoldville*, 4, 144-148.
- LAPPARENT J. de, 1930. Les bauxites de la France méridionale, 178 p. *Mémoires Serv. Carte Géol. Fr.*, Paris.
- LAPPARENT J. de, 1935. Raisons géologiques de la formation des trois hydroxydes d'aluminium naturels. *Cong. Int. Mines et Géol. Appl.*, Paris, 1, 375-379.
- LAPPARENT J. de, HOCART R., 1938. Sur la nature minéralogique des hydroxydes d'aluminium dans les bauxites de l'A. O. F. *C. R. Acad. Sc.*, 207, 207-209.
- LE BORGNE E., 1955. Sur la susceptibilité magnétique du sol. 81 p, Th. Paris.
- LENEUF N., 1959. L'altération des granites calcaocalcins et des granodiorités en Côte-d'Ivoire forestière et les sols qui en sont dérivés. 210 p., Th. Paris.
- LINDGREN W., 1915. The origin of kaolin. *Econ. Geol.*, 10, 90.
- LINDGREN W., 1938. *Minerals deposits*. Mac Graw Hill, New York.
- LOMBARD A., 1956. *Géologie sédimentaire*. Masson, Paris, 722 p.
- LOSSAINT P., 1959. Étude expérimentale de la mobilisation du fer des sols sous l'influence des litières forestières. *Ann. agron.*, 369-414 ; 493-542.
- LUCAS G., 1948. La sédimentation calcaire ; action de CO₂Na₂ sur l'eau de mer. *C. R. Acad. Sc.*, 226, 937-938.
- MACKENZIE R. C., 1952. Investigations of cold-precipitated hydrated ferric oxide and its origin in clays. *Problems of Clay and Laterite Genesis*, 65-75. The Amer. Inst. Min. and Metall. Engineers, New York.
- MACKENZIE R. C., 1957. *The differential thermal investigation of clays*. Mineralogical Society, London, 456 p.
- MACKENZIE R. C., MELDAU R., GARD J. A., 1962. The ageing of sesquioxide gels. *Miner. Mag.*, 33, 145-157.
- MAIGNIEN R., 1957. Le cuirassement des sols en Afrique occidentale de l'Ouest. *Sols Africains*, 4, 4-41. (Fr.-angl.).
- MAIGNIEN R., 1958. Le cuirassements des sols en Guinée. *Mém. Serv. Géol. Alsace-Lorraine*, Strasbourg n° 16, 240 p.
- MAIGNIEN R., 1961. Sur les argiles noires tropicales d'Afrique occidentale. *Bull. Spécial, Ass. Fr. Étude du Sol*, 131-144.
- MARGULIS H., 1954. *Aux sources de la pédologie* (DOKOUTCHAEV-SIBIRTZEV). Toulouse, 85 p.
- MARMO V., 1952. The iron ores of Finland. *XXI^e Cong. Int. Géol. Alger*, Symposium Gisements de Fer, 2, 117-127.
- MARTONNE E. de, 1926. Aréisme et indice d'aridité. *C. R. Acad. Sc.*, 182, 1395-1398.
- MERRILL G. P., 1897. *A treatise on rocks, rock weathering and soils*. The Mac Millan, New York, 411 p.
- MERVE C. R. van der, 1957. Les minéraux argileux des groupes de sols subtropicaux de l'Union de l'Afrique du Sud. *Sols Africains*, 4, n° 2, 104-121. (Fr.-angl.).
- MILLOT G., 1949. Relations entre la constitution et la genèse des roches sédimentaires argileuses. *Rev. Géol. Appl. et Prosp. Min. Nancy*, 2, 1-352.

- MILLOT G., BONIFAS M., 1955. Transformations isovolumétriques dans les phénomènes de latéritisation et de bauxitisation. *Bull. Serv. Géol. Alsace-Lorraine*, **8**, 1-20.
- MILLOT G., RADIER H., BONIFAS M., 1957. La sédimentation argileuse à attapulgite et montmorillonite. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, **7**, 425-435.
- MILLOT G., CAMEZ Th., BONTE A., 1957. Sur la montmorillonite dans les craies. *Bull. Serv. Géol. Alsace-Lorraine*, **10**, 25-26.
- MILLOT G., 1957. Des cycles sédimentaires et de trois modes de sédimentation argileuse. *C. R. Acad. Sc.*, **244**, 2536-2539.
- MILLOT G., RADIER H., MULLER-FEUGA R., DEFOSSEZ M., WEY R., 1959. Sur la géochimie de la silice et les silicifications sahariennes. *Bull. Serv. Géol. Alsace-Lorraine*, **12**, 1-14.
- MILLOT G., 1960. Silice, silex, silicifications et croissance des cristaux. *Bull. Serv. Géol. Alsace-Lorraine*, **13**, 129-146.
- MILLOT G., 1961. Silicifications et néoformations argileuses : problèmes de genèse. *Colloque Int. C.N.R.S.* n° 105, *Genèse et synthèse des argiles*, 167-176.
- MOHR E. C. J., 1944. *Soils of equatorial regions*. Edwards Brothers, Ann Arbor, Michigan. (Éd. néerlandaise, 1938.) 765 p.
- MOHR E. C. J., BAREN F. A. van, 1954. *Tropical soils*. W. Van Hoeve, Intersciences Publishers Ltd, London, 498 p.
- MOREY G. W., CHEN W. T., 1955. The action of hot water on some feldspars. *Amer. Min.*, **40**, 996-1000.
- MULLER R., 1877. Über die Einwirkung kohlenensäurehaltigen Wasser auf Mineralien. *Tschermaks. Min. Mitteilungen*, **1**, 25.
- NIKITINA A. P., 1957. Constitution de l'écorce d'altération développée à partir des roches cristallines dans quelques centres miniers du bouclier précambrien (en russe). *Trav. Coll. Sc. sur la géologie et la minéralogie de la zone à Tchernozium*, 97-100.
- NIKITINA A. P., 1957. Kaolinisation et boehmitisation au sein de l'écorce d'altération développée sur les schistes chloriteux de Jakovlev (en russe). *Trav. sur l'étude et l'utilisation des argiles*, Lvov, 199-208.
- NOGUINA N. P., 1956. Sols ferrugineux des taigas de montagne des régions de la Sibérie orientale. *VI^e Cong. Sc. Sol, Paris*, édition des Communications russes (fr.-russe), V^e Commission, 129-144.
- NORRISH K., TAYLOR R. M., 1961. The isomorphous replacement of iron by aluminium in soil goethite. *Journ. Soil. Sc.*, **12**, 294-306.
- NYE P. H., 1961. Organic matter and nutrient cycles under moist tropical forest. *Plant and Soil*, **13**, 333-346.
- OBERLIN A., HÉNIN S., PEDRO G., 1958. Recherches sur l'altération expérimentale du granite par épuisement continu à l'eau. *C. R. Acad. Sc.*, **246**, 2006-2008.
- OKAMOTO G., OKURA T., GOTO K., 1957. Properties of silica in water. *Geoch. Cosmo. Acta*, **12**, 123-132.
- ORCEL J., 1935. L'emploi de l'analyse thermique différentielle dans la détermination des constituants des argiles, latérites et bauxites. *Cong. Int. Mines et Géol. Appl. Paris*, **1**, 359-373.
- PALMAER W., 1939, d'après A. HACHE (1959). *La corrosion des métaux*. Presses Univers. France, Paris.
- PAPEE D., TERTIAN R., BIAIS R., 1958. Recherches sur la constitution des gels et hydrates cristallisés d'alumine. *Bull. Soc. Chim. Fr.*, 1301-1310.
- PÉCROT A., GASTUCHE M. C., DELVIGNE J., VIELVOYE, L., FRIPIAT J. J., 1962. L'altération des roches et la formation des sols au Kivu. *I. N. E. A. C. Bruxelles, Bull.*, 97, 90 p.
- PEDRO G., 1958. Premiers résultats concernant la réalisation expérimentale d'un processus de latéritisation. *C. R. Acad. Sc.*, **247**, 1217-1220.
- PEDRO G., 1960. Altération expérimentale des roches sous atmosphère de CO₂. *C. R. Acad. Sc.*, **250**, 2035-2037.
- PEDRO G., 1960. Premiers résultats sur la genèse des latérites par voie expérimentale. *XXI^e Cong. Int. Géol. Copenhague*, **24**, 108-111.
- PEDRO G., 1961. An experimental study on the geochemical weathering of crystalline rocks by water. *Clay Minerals Bull.*, **4**, 266-281.
- PEDRO G., 1961. Genèse des minéraux argileux par lessivage des roches cristallines au laboratoire. *Colloque Int. C.N.R.S.* n° 105, *Genèse et synthèse des argiles*, 99-107.
- PEDRO G., 1961. Sur l'altération spontanée du granite en milieu naturel : résultats obtenus au bout de 30 ans dans l'expérience lysimétrique de Versailles. *C. R. Acad. Sc.*, **253**, 2242-2244.
- PIÉGUY Ch. P., 1961. *Précis de climatologie*. Masson, Paris, 342 p.
- PERELMAN A. I., 1961. *Géochimie des landscapes* (en russe). Moscou, 496 p.
- PETROV V. P., 1948. Recherches géologiques et minéralogiques sur les argiles blanches de l'Oural avec quelques conclusions sur la minéralogie et la genèse des argiles en général (en russe). *Bull. 95*, 194 p. *Acad. Sc. Moscou*.
- PETROV V. P., 1958. Character of mineral formation during processes of old weathering of different rocks. *Conf. Int. Argiles, Bruxelles*, édition des communications russes : Some data of geology, mineralogy and utilisation of clays in the U.S.S.R. p. 12-18 (en russe) et p. 147-148 (résumé anglais). *Acad. Sc. Moscou*.
- PIOGER R., 1955. *Mémento de Chimie-Physique des eaux*. Imp. Nat, Paris, 140 p.
- POBEGUIN Th., 1954. Contribution à l'étude des carbonates de calcium ; précipitation du calcaire par les végétaux ; comparaison avec le monde animal. *Ann. Sc. Nat., Bot. Biol. vég.*, **15**, 29-109.

- POLYNOV B. B., 1937. *The cycle of weathering*. Thomas Murby, London, 220 p. (Édition russe : l'écorce d'altération, 1934.)
- POLYNOV B. B., 1945. *Geochimie des landschafts*. In Travaux choisis de l'Académicien B. B. POLYNOV, 1952., 477-486 (en russe), Moscou.
- POUSTOVALOV L. V., 1952. État actuel de l'étude de la sédimentation. *XIX^e Cong. Int. Géol. Alger*, **13**, 171-192.
- PRESCOTT J. A., PENDLETON R. L., 1952. Laterite and lateritic soils. *Commonwealth Bureau of Soil Science, Harpenden, Techn. Com. n° 47*, 51 p.
- RAMANN E., 1911. *Bodenkunde*. Springer, Berlin.
- RAMANN E., 1921. Kohlensaure und Hydrolyse bei der Verwitterung. *Zent. für Min.*, **8**, 233-241, **9**, 266-272.
- RATEEV N. A., 1960. Role of climates and tectonics in the genesis of clay-minerals of sedimentary rocks. *XXI^e Cong. Int. Géol. Copenhagen*, édition des communications russes : Reports of the Meeting CIPEA argiles, 77-83 (en russe, résumé anglais). Moscou.
- REIFENBERG A., 1947. *The soils of Palestine*. Thomas Murby, London, 131 p.
- RICOUR J., 1962. Contribution à une révision du Trias français. *Mém. Serv. Carte Géol. Fr. Paris*, 471 p.
- RIVIÈRE A., 1940. L'eau de mer et les sédiments calcaires. *C. R. Som. Soc. Géol. Fr.*, **10**, 40-42.
- RIVIÈRE A., VISSÉ L., 1954. L'origine des minéraux argileux des sédiments marins. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, **4**, 467-474.
- RIVIÈRE A., VERNHET S., 1957. Contribution à l'étude physicochimique de la sédimentation calcaire. *C. R. Acad. Sc.*, **244**, p. 2080-2081.
- RIVIÈRE A., VERNHET S., 1958. Contribution à l'étude géochimique des mécanismes de la sédimentation carbonatée en milieu lagunaire. *C. R. Acad. Sc.*, **246**, 2784-2787.
- ROBINSON G. W., 1949. *Soils : their origin, constitution and classification*. Thomas Murby, London, 537 p.
- RODE A. A., 1937. Le processus de podzolisation — Pochvovédénii — **10** ; 849-862 (en russe).
- ROUKAVISHNIKOVA I. A., 1958. Some data on the weathering of serpentinites. Conf. Int. Argiles, Bruxelles. Édition des communications russes : Some data of geology, mineralogy and utilisation of clays in the U.S.S.R. p. 18-22 (en russe) et p. 148-149 (résumé anglais). Acad. Sc. Moscou.
- ROUKHINE L. B., 1955. *Bases de la lithologie. Études des formations sédimentaires*. Édition Fr. B. R. G. M. Paris. (Édition russe, 1953, Léninegrad.)
- SABOT J., 1952. Les latérites. *XIX^e Cong. Int. Géol. Alger*, **21**, 181-192.
- SCHOELLER H., 1956. *Géochimie des eaux souterraines*. Inst. Fr. Pétrole, Paris, 213 p.
- SCHOELLER H., 1962. *Les eaux souterraines, Hydrologie dynamique et chimique*. Masson, Paris, 627 p.
- SCHULTEN M. de, 1896. Reproduction artificielle de la pirssonite. *C. R. Acad. Sc.*, **123**, 1023-1025.
- SCHUYLENBORGH J. van, 1958. On the genesis and classification of soils derived from andesitic tuffs under humid tropical conditions. *Neth. Journ. Agric. Sc.*, **9**, 99-111.
- SEGALEN P., 1957. Étude des sols dérivés de roches volcaniques à Madagascar. *Mém. Inst. Sc. Madagascar*, **8**, Série D, 1-182.
- SESTINI F., 1900. Action de l'eau sur les métasilicates naturels. *Alt. Soc. Tosc. Sc. Nat. Pisa*, **12**, 127.
- SHEARER H. K., 1917. A report on the bauxite and fullers earth of the coastal plain of Georgia. *Georg. Geol. Survey*, **31**, 19-140.
- SHERMAN G. D., 1952. The genesis and morphology of alumina rich laterite clay. *Problems of Clay and Laterite Genesis*, 154. The Amer. Inst. Min. and Metall. Engineers, New York.
- SIFFERT B., 1962. Quelques réactions de la silice en solution; La formation des argiles. *Mém. Serv. Geol. Alsace-Lorraine*, 86 p., n° 21, Strasbourg.
- STARKEY R. L., HALVORSON H. O., 1927. Studies on the transformation of iron in nature. Concerning importance of microorganisms in the solution and the precipitation of iron. *Soil Sc.*, **24**, 381-401.
- STAS M., 1959. Contribution à l'étude géologique et minéralogique du Nord-Est du Mayumbe. *Bull. Acad. Roy. Sc. Coloniales*, Bruxelles.
- STEPHENS C. G., 1949. Comparative morphology and genetic relationships of certain Australian, north-american and European soils. *Journ. Soil Sc.*, **1**, 123-149.
- STRAKHOV N., 1958. *Méthodes d'études des roches sédimentaires*. 2 vol. Édition fr. B. R. G. M., Paris. (Édition russe, 1957, Moscou.)
- SVERDRUP H. U., JONHSON M. W., FLEMING R. H., 1942. *The oceans, their physics, chemistry and general biology*. Prentice Hall, New York.
- SWINDALE L. D., JACKSON M. L., 1956. Genetic processes in some residual podsolised soils of New Zealand. *VI^e Cong. Int. Sc. Sol*, Paris, **E**, 233-239.
- SZYMKIEWICZ D., 1947. Études climatologiques. *Acta Soc. Bot. Poloniae*, 18.
- TAMM O., 1924. Experimental studies on chemical processes in the formation of glacial clays. *Sveriges Geol. Under. Arsbok*, **18**, 1-20.
- TAMM O., 1929. An experimental study of clay formation and weathering of feldspars. *Meddelanden. Stat. Skogsforsok*, **2**, 1-28.
- TAMM O., 1930. Experimentelle Studien über die Verwitterung und Tonbildung von Feldspat. *Chemie der Erde*, **4**, 420-430.

- TAMM O., 1934. Études expérimentales sur l'altération des silicates. *Ark. Kem. Min. Geol.*, **11**, 1-27.
- TAN K. H., SCHUYLENBORGH J. van, 1959. On the classification and genesis of soils derived from andesitic volcanic material under a monsoon climate. *Neth. Journ. Agric. Sc.*, **7**, 1-21.
- TAN K. H., SCHUYLENBORGH J. van, 1961. On the classification and genesis of soils developed over acid volcanic material under humid conditions. *Neth. Journ. Agric. Sc.*, **9**, 41-54.
- TAN K. H., SCHUYLENBORGH J. van, 1961. On the organic matter in tropical soils. *Neth. Journ. Agric. Sc.*, **9**, 174-180.
- TERMIER H. et G., 1960. *Érosion et sédimentation*. Masson, Paris, 404 p.
- TRAMBOUZE Y., 1961. in P. PASCAL : *Nouveau Traité de Chimie minérale*, VI. Aluminium, 477-688. Masson, Paris.
- TUNN W., 1940. Untersuchungen über die Verwitterung des Tremolit. *Chemie der Erde*, **12**, 275-303.
- TURC L., 1961. Évaluation des besoins en eau d'irrigation, évapotranspiration potentielle. *Ann. agron.*, **12**, 13-49.
- TWENHOFEL W. H., 1950. *Principles of sedimentation*. 2^e édit. Mac Graw Hill, New York, 926 p.
- URBAIN P., 1934. Action géochimique de l'eau sur les roches. *Rev. Géog. Phys. et Géol. Dynamique*, **7**, 223-236, 333-355.
- VAN HISE C. R., 1904. *A treatise on metamorphism*. U. S. Geol. Survey, Washington. Bull 47, 1 286 p.
- VEATCH O., 1909. Clay deposits of Georgia. *Georg. Geol. Survey*, **18**, 438-439.
- VERNADSKY W., 1924. *La géochimie*. Félix ALCAN, Paris, 402 p.
- VILENSKY D. G., 1924. La classification des sols d'après les séries analogues de leur formation. *Rev. Int. Renseign. agricoles*, Rome, **3**, 1113-1131.
- WAYMAN C. H., 1963. Solid-gaz interface in weathering reactions. *Clays and clay min.*, 11th nat. conf. 1962 ; 84-91.
- WEISSE J. de, 1948. Les bauxites de l'Europe centrale. *Labor. Min. Univers. Lausanne*, Bull. 87, 162 p.
- WEY R., SIFFERT B., 1961. Réactions de la silice monomoléculaire en solution avec les ions Al et Mg. *Colloque int. C.N.R.S.* n° 105, *Genèse et synthèse des argiles*, 11-23.
- WILLIAMS V. R., 1926-1949. D'après S. P. IARKOV : La formation des sols podzoliques V^e Cong. Int. Sc. Sol. Léopoldville (1954). Édition des communications russes (fr.-russe), p. 43-83, Moscou.
- WILM E., 1887. Sur les sources sulfureuses et sulfureuses dégénérées d'Olette (Pyrénées-Orientales). *C. R. Acad. Sc.*, **104**, 1178-1180.
- WOLLAST R., 1961. Aspect chimique du mode de formation des bauxites dans le Bas-Congo. *Ac. Roy. Sc. Outre-Mer. Bruxelles* ; **7**, 1-22.
- WYART J., OBERLIN A., TCHOUBAR C., 1963. Étude en microscopie électronique et microdiffraction électronique de la boehmite formée lors de l'altération de l'albite. *C. R. Acad. Sc.*, **256**, 554-556.
- ZELLER E. J., WRAY J. L., 1956. Factors influencing the precipitation of calcium carbonate. *Bull. Amer. Soc. Petr. Geol.*, **40**, 140-152.
- ZWETSCHKE A., 1950. Untersuchungen über Kaolinen der deutschen Westzonen. *Tonindustrie Zeitung*, **23**, 313-317.

TABLE DES PHOTOGRAPHIES

CLICHÉ I. — <i>Granite à biotite</i> (Roche saine) — [L. P ($\times 35$)]	37
CLICHÉ II. — <i>Basalte</i> (Roche saine) — [L. P ($\times 85$)] — On peut noter les phénocristaux d'olivine craquelés	37
CLICHÉ III. — <i>Lave de Volvic</i> (Roche saine) — [L. N ($\times 85$)] — Aspect général montrant les diverses vacuoles.....	39
CLICHÉ IV. — <i>Lave de Volvic</i> (Roche saine) — [L. N ($\times 500$)] — Baguette d'oligoclase au sein de la mésostase vitreuse et vacuolaire.....	39
CLICHÉ V. — <i>Dispositif expérimental en cours de fonctionnement</i>	40
CLICHÉ VI. — <i>Essai sur Basalte</i> — Dépôt blanc (Gibbsite) sur la paroi de verre du manchon-extracteur	51
CLICHÉ VII. — <i>Essai sur lave de Volvic</i> — Aspect microscopique de la croûte d'altération (E) [L. N ($\times 85$)] — On peut noter le maintien de la structure originelle et l'abondance des produits ferrugineux rouille.. ..	54
CLICHÉ VIII. — <i>Essai sur lave de Volvic</i> — Détail de la croûte d'altération — [L. N ($\times 500$)] — Baguette de plagioclase en voie de disparition avec individualisation de Boehmite.....	55
CLICHÉ IX. — <i>Essai sur lave de Volvic</i> — Apparition d'un dépôt blanc (Gibbsite) sur le manchon-extracteur	64
CLICHÉ X. — <i>Essai sur lave de Volvic</i> — Développement du même produit blanc à l'intérieur du siphon d'évacuation	64
CLICHÉ XI. — <i>Essai sur Granite</i> — Microcristaux de feldspaths ($\times 36\ 000$)	99
CLICHÉ XII. — <i>Essai sur Granite</i> — Aspect caractéristique de macle feldspathique ($\times 36\ 000$). ..	99
CLICHÉ XIII. — <i>Essai sur Granite</i> — Plaquette hexagonale de biotite ($\times 17\ 000$)	100
CLICHÉ XIV. — <i>Essai sur Granite</i> — Plaquette micacée à contour déchiqueté ($\times 36\ 000$)	100
CLICHÉ XV. — <i>Essai sur Granite</i> — Fissuration géométrique des micas ($\times 26\ 000$)	101
CLICHÉ XVI. — <i>Essai sur Granite</i> — Microfissuration des micas ($\times 37\ 000$)	101
CLICHÉ XVII. — <i>Type de faciès sphérolaire</i> ($\times 40\ 000$)	102
CLICHÉ XVIII. — <i>Passage du faciès sphérolaire au faciès globulaire</i> ($\times 58\ 000$)	102
CLICHÉ XIX. — <i>Type de faciès globulaire</i> ($\times 23\ 500$)	103
CLICHÉ XX. — <i>Essai sur lave de Volvic</i> — <i>Faciès pseudopolyédrique</i> ($\times 26\ 000$)	104
CLICHÉ XXI. — <i>Essai sur lave de Volvic</i> — <i>Faciès pseudopolyédrique</i> ($\times 54\ 000$)	105
CLICHÉ XXII. — <i>Essai sur lave de Volvic</i> — Constitution des Pseudopolyèdres ($\times 90\ 000$)....	106
CLICHÉ XXIII. — <i>Essai à drainage limité (Basalte)</i> — Développement d'une pellicule blanche (Gibbsite) sur le manchon-extracteur	197

TABLE DES MATIÈRES

AVANT PROPOS	13
--------------------	----

INTRODUCTION GÉNÉRALE	19
-----------------------------	----

1. Méthode d'étude.
2. Cadre général des recherches expérimentales.
 - Choix du dispositif expérimental.
 - Mise en place des différents types d'essais.
3. Structure générale de l'Étude.

PREMIÈRE PARTIE : LES PHÉNOMÈNES D'ALTÉRATION DANS L'ARCHÉTYPE EXPÉRIMENTAL — ACTION DE L'EAU PURE.

CHAPITRE PREMIER : CONDITIONS GÉNÉRALES DES ESSAIS

1. <i>Paramètres pétrographiques</i>	33
a) Choix des types de roches.	
b) Étude pétrographique des échantillons.	
— Granite.	
— Basalte.	
— Lave de Volvic.	
c) Mise en place des matériaux dans les extracteurs.	
2. <i>Caractéristiques du cycle expérimental</i>	41
a) Données « climatiques » artificielles.	
— Température.	
— État hygrométrique.	
— Pluviosité et conditions de drainage.	
b) Données physicochimiques.	
— Composition de l'atmosphère.	
— Caractéristiques de l'eau de condensation.	

CHAPITRE II : ÉTUDE DE L'ALTÉRATION EXPÉRIMENTALE — EXAMEN DES RELIQUATS DE LA DÉCOMPOSITION

Introduction : Développement général des phénomènes expérimentaux.

I. <i>Essai sur Lave de Volvic</i>	52
1. Altération « atmosphérique ».	
a) Caractérisation physique et structurale de la croûte d'altération.	
b) Caractérisation minéralogique.	
c) Évolution chimique et minéralogique.	
d) Bilan géochimique de l'altération.	
— Bilan global.	
— Composition chimique de l'Hydrolysate et distribution générale des éléments.	
2. Altération dans la zone de fluctuation « phréatique »	

II. <i>Essai sur Basalte</i>	69
1. Altération « atmosphérique » :	
a) Caractérisations physique et structurale de la croûte d'altération	
b) Caractérisation minéralogique	
c) Évolution chimique et minéralogique	
d) Bilan géochimique de l'altération	
— Bilan global.	
— Echelle de décomposition des minéraux primaires	
— Composition chimique de l'Hydrolysate et distribution générale des éléments.	
2. Évolution dans la zone de fluctuation « phréatique »	
III. <i>Essai sur Granite</i>	81
1. Altération « atmosphérique »	
a) Caractérisation générale du cortex d'altération	
b) Bilan géochimique de la décomposition.	
2. Évolution dans la zone de fluctuation « phréatique ».	
CHAPITRE III : ÉTUDE DE L'ÉVOLUTION EXPÉRIMENTALE :	
EXAMEN DES LESSIVATS DE LA DÉCOMPOSITION	
I. <i>Lessivat d'altération</i>	89
1. Détermination du Taux de lessivage.	
2. Composition chimique des eaux de lessivage.	
II. <i>Nature et Évolution du Lessivat d'accumulation</i>	96
1. Étude générale.	
a) Caractérisation des résidus secs.	
b) Examen des suspensions en microscopie électronique.	
c) Constitution chimique des Lessivats.	
2. Évolution du Lessivat d'accumulation.	
CHAPITRE IV : CARACTÉRISATION GÉNÉRALE DES PHÉNOMÈNES DE	
DÉCOMPOSITION — RÔLE DES PARAMÈTRES PÉTROGRAPHIQUES	
I. <i>Nature du processus d'altération</i>	113
A. <i>Critères de détermination</i>	113
1. Critères minéralogiques.	
2. Critères géochimiques.	
3. Critères morphologiques.	
B. <i>Intérêt des paramètres géochimiques</i>	116
1. Le rapport $\frac{\text{SiO}_2}{\text{Al}_2\text{O}_3}$ dans les Reliquats.	
2. Le rapport $\frac{\text{SiO}_2}{\text{Bases}}$ dans les Lessivats d'altération.	
C. <i>Comparaisons avec le milieu naturel</i>	121
II. <i>Développement et progression des phénomènes d'altération</i>	123
1. Le degré de pénétration réelle.	
2. Le taux de décomposition totale.	
3. Conséquences générales.	

II^e PARTIE : LES PHÉNOMÈNES D'ALTÉRATION EXPÉRIMENTALE
EN PRÉSENCE DE CONDITIONS VARIÉES.

CHAPITRE V : VARIATIONS DES CONDITIONS PHYSICOCHIMIQUES :
ALTÉRATION EN PRÉSENCE DE CO₂

I. Caractères généraux de l'étude expérimentale	131
1. Introduction.	
2. Conditions des essais :	
a) Caractéristiques pétrographiques.	
b) Caractéristiques thermohydriques.	
c) Caractéristiques physicochimiques.	
3. Développement général de l'altération.	
II. Étude géochimique des phénomènes d'altération	136
A. Les faits expérimentaux	136
1. Essai sur Basalte.	
a) Altération en zone atmosphérique.	
b) Évolution dans la zone de fluctuation.	
c) Étude des Lessivats d'altération.	
2. Essai sur Granite.	
B. Caractérisation générale des phénomènes de décomposition	145
1. Nature du processus d'altération.	
a) Critères minéralogiques.	
b) Critères géochimiques.	
c) Conséquences pédogénétiques.	
2. Distribution comparée des éléments mineurs (cas des essais sur Basalte).	
a) Gamme de référence : les éléments majeurs.	
b) Éléments mineurs et Échelle générale de l'élimination.	
c) Conclusions : Rôle du CO ₂ dans la dynamique de l'altération.	
III. Étude des Lessivats d'accumulation.	
A. Nature des produits de néoformation	151
1. Essai à partir du Basalte.	
a) Dépôt vert.	
b) Résidu sec de la phase liquide.	
2. Essai à partir du Granite.	
a) Dépôt vert.	
b) Résidu sec de la phase liquide.	
B. Conséquences génétiques	161
1. Génèse des Smectites.	
2. Génèse des Carbonates de calcium.	
3. Génèse des Évaporites.	
Conclusions.	

CHAPITRE VI : VARIATION DES CONDITIONS PHYSICOCHIMIQUES :
ALTÉRATION EN PRÉSENCE D'AGENTS ACIDES AUTRES QUE CO₂

Préambule.

I. Action de l'acide sulfhydrique	166
Introduction.	
A. Caractères généraux de l'altération en présence d'H ₂ S	167
1. Conditions expérimentales.	
2. Étude de l'évolution géochimique.	

B. <i>Examen des Lessivats d'accumulation</i>	170
1. Nature des produits de néoformation.	
a) Résidu sec de la phase liquide.	
b) Dépôt noir.	
2. Conséquences génétiques :	
a) Genèse des Phyllites (2 ^e élément).	
b) Genèse du Gypse et des sulfates de calcium cristallisés.	
c) Genèse du Soufre natif.	
Conclusions	

II. <i>Action de l'acide acétique</i>	182
---	-----

Introduction.

A. <i>Conditions expérimentales</i>	183
B. <i>Caractères généraux de la décomposition</i>	185
C. <i>Dynamique de l'altération acétique</i>	187
a) Lessivage de l'aluminium.	
b) Lessivage du fer.	
c) Lessivage de la silice.	
Conséquences pédogénétiques	191

Conclusions.

CHAPITRE VII : VARIATIONS DES CONDITIONS HYDRODYNAMIQUES ET THERMIQUES

Préambule.

I. <i>Influence du facteur hydrodynamique</i>	194
---	-----

Introduction.

A. <i>Conditions générales de l'essai</i>	195
B. <i>Étude de l'évolution expérimentale</i>	196
1. Caractéristiques minéralogiques du Reliquat d'altération.	
2. Caractéristiques géochimiques du Lessivat d'altération.	
C. <i>Caractérisation générale du processus d'altération</i>	201

II. <i>Influence du facteur thermique</i>	202
---	-----

Introduction

A. <i>Conditions générales de l'essai</i>	203
a) Choix de la température de drainage.	
b) Modification du dispositif antérieur.	
c) Caractéristiques du cycle expérimental.	
B. <i>Étude de l'évolution expérimentale</i>	206
1. Caractéristiques minéralogiques du Reliquat d'altération.	
2. Caractéristiques géochimiques du Lessivat d'altération.	
C. <i>Conséquences pédogénétiques</i>	212
1. Le facteur thermique et l'allitisation.	
2. Le facteur thermique et la ferruginisation.	
Conclusions.	

III^e PARTIE : BILAN GÉNÉRAL DE L'ÉTUDE EXPÉRIMENTALE

CHAPITRE VIII : SYNTHÈSE DES DONNÉES EXPÉRIMENTALES SUR LES PHÉNOMÈNES D'ALTÉRATION

I. Comportement dynamique des principaux éléments

A. <i>Silice</i>	221
1. Influence du pH.	
2. Influence du drainage.	
3. Influence de la température.	
4. Influence des roches-mères.	
B. <i>Aluminium</i>	227
1. Influence des conditions physicochimiques et rôle des agents d'altération.	
2. Influence du drainage et de la température sur la décomposition hydrolytique.	
C. <i>Éléments ferromagnésiens</i>	237
C. I. — Dynamique du Fer.	237
1. Influence des conditions physicochimiques — Rôle du pH et du potentiel d'oxydoréduction.	
2. Influence du drainage et de la température sur la décomposition hydrolytique	
C. II — Dynamique du Magnésium	244
1. Influence des conditions physicochimiques.	
2. Influence du drainage et de la température.	

II. Modalités de la néogenèse en zone d'altération.

A. <i>Minéraux alumineux : individualisation des Hydrates d'alumine</i>	247
1. Obtention de la Boehmite.	
2. Obtention de la Gibbsite.	
3. Conclusions : le rôle du facteur hydrodynamique.	
B. <i>Minéraux ferromagnésiens</i>	251
1. Individualisation des oxydes et hydroxydes de fer.	
2. Formation éluviale des saponites ferromagnésiennes.	

CHAPITRE IX : ESSAI SUR LES PRINCIPES DIRECTEURS DE LA PÉDOGENÈSE

I. <i>Les bases géochimiques de la classification</i>	255
A. <i>Le cadre géochimique : Distribution générale des éléments au cours de l'altération superficielle</i>	255
B. <i>Les critères fondamentaux de la classification pédogénétique : Dynamique comparée de la silice et de l'aluminium</i>	259
Introduction.	
1 ^{er} Cas : L'élimination de la silice se fait relativement moins vite que celle de l'alumine et même que celle des bases.	
2 ^e Cas : L'élimination de la silice est plus ou moins rapide mais toujours plus rapide que celle de l'aluminium.	
Conséquences pédogénétiques.	263
a) Facteurs d'altération.	
b) Dynamique géochimique.	
c) Évolution minéralogique.	
C. <i>Le cas du fer — Ses répercussions sur la définition des archétypes fondamentaux</i> ...	265
1. Dynamique comparée du fer et de l'aluminium.	
2. Incidences pédogénétiques.	

II. Le développement des phénomènes d'altération superficielle	272
A. Les conditions de l'allitisation et le problème des seuils pédoclimatiques	272
1. Discussion des résultats expérimentaux.	
2. Conséquences génétiques.	
B. La différenciation verticale en milieu ferrallitique — Zonation pédogénétique.....	276
1. Différenciation géochimique verticale.	
2. Distribution minéralogique verticale (Zonation).	
C. La stabilité des néogenèses pédologiques et le rôle du facteur temps.	280
Conclusions.	
CHAPITRE X : CONSÉQUENCES SÉDIMENTOLOGIQUES DE L'ÉTUDE EXPÉRIMENTALE.	
LE BILAN GÉOCHIMIQUE EXOGENE.	
Préambule.	
I. Modalités expérimentales de l'accumulation sédimentologique	284
Introduction : Principaux types de lessivats expérimentaux d'origine cristalline.	
A. Formes d'accumulation acide	286
1. Flocculat de l'essai acétique.	
2. Remarques à propos de la genèse des formations sédimentaires à hydrates ferriques.	
B. Formations siliceuses	288
1. Gels siliceux expérimentaux.	
2. Application au domaine sédimentologique	
C. « Sédiments argileux » de néogenèse.....	291
1. Paragenèses expérimentales.	
— Phyllites de néoformation.	
— Composés calciques.	
2. Comparaisons génétiques avec les ensembles naturels.	
II. Synthèses géochimiques.	
A. Les relations génétiques entre les phénomènes pédologiques et les phénomènes sédimentologiques	295
1. Cas des phénomènes pédoclimatiques normaux.	
2. Cas des phénomènes paléoclimatiques : le problème du fer ferreux en sédimentologie.	
B. La distribution générale des cations dans l'enveloppe exogène — Origine et répartition des minéraux argileux à la surface du Globe.....	299
CONCLUSIONS GÉNÉRALES	303
ANNEXES.	309
I. Méthodes d'étude des matériaux.	
II. Détermination des caractéristiques des eaux d'altération.	
III. Construction des Abaques hydrothermiques.	
IV. Glossaire.	
RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES	325
TABLE DES PHOTOGRAPHIES	335
TABLE DES MATIÈRES	337

DEUXIÈME THÈSE

Propositions données par la Faculté :

CLASSIFICATION DES MINÉRAUX ARGILEUX
HISTORIQUE, ÉTUDE CRITIQUE, MISE AU POINT

VU ET APPROUVÉ :

Paris, le 30 octobre 1963.

Le Doyen de la Faculté des Sciences,

Marc ZAMANSKI.

VU ET PERMIS D'IMPRIMER :

Le Recteur de l'Académie de Paris,

Jean ROCHE.

Imprimerie Bussière à Saint-Amand (Cher), France. — 6-3-1964.

Dépôt légal : 1^{er} trimestre 1964 N° d'impression : 1270.

